



# Sisällysluettelo

---

1. Johdanto	1
2. Trooppisiin hirmumyrskyihin vaikuttava klimatologia	3
2.1. Syklogeneesin vaatima merenpinnan lämpötilan kynnysarvo	5
2.2. Trooppisten hirmumyrskyjen luonnollinen vaihtelevuus	6
2.2.1. Vuosikymmenten välinen vaihtelu	6
2.2.2. Vuosien välinen vaihtelu	7
2.2.3. Vuodenaikaisvaihtelu	8
2.2.4. Vuodenajan sisäinen vaihtelu	8
2.3. Trooppisen Pohjois-Atlantin länsi- ja keskiosien sekä Karibianmeren ilmassojen vaikutus Atlantin trooppisiin hirmumyrskyihin	9
3. Teoriat	11
3.1. Voimakkuuden kuvaamiseen ja ennustamiseen käytettävä indeksi	12
3.2. Määrän kuvaamiseen ja ennustamiseen käytettävä indeksi	14
3.3. Tuhoisuuden kuvaamiseen ja ennustamiseen käytettävä indeksi	16
3.4. Tekijät, jotka estävät myrskyjen syntyä tai myrskyjä saavuttamasta potentiaalista voimakkuuttaan	17
3.4.1. Tuuletusindeksi	17
3.4.2. Meren sekoittuminen	20
3.4.3. Myrskyjen liikkuminen	21
4. Mallisimulaatioiden käyttö tutkittaessa ilmastonmuutoksen vaikutusta trooppisiin hirmumyrskyihin	22
5. Ilmastonmuutoksen vaikutus trooppisiin hirmumyrskyihin teorioiden ja mallisimulaatioiden mukaan	25
5.1. Vaikutus voimakkuuteen	25
5.1.1. Merenpinnan lämpötilan nousun vaikutus trooppisiin hirmumyrskyihin	25
5.1.2. Säteilypakoteskenaariot	26

5.1.3.	Havaitut potentiaalisen voimakkuuden muutokset	27
5.1.4.	Tuulennopeuden, merenpinnan lämpötilan, aurinkovakion ja hiilidioksidipitoisuuden muutosten vaikutus potentiaaliseen voimakkuuteen	29
5.1.5.	Mallisimulaatioiden tuloksia ilmastonmuutoksen vaikutuksesta voimakkuuteen	32
5.1.6.	Mallisimulaatioiden tuloksia ilmastonmuutoksen vaikutuksesta voimakkuuteen Pohjois-Atlantilla	32
5.1.7.	Yhteenveto	33
5.2.	Vaikutus määrään	33
5.2.1.	Havaitut määrän muutokset	33
5.2.2.	Ilmastonmuutoksen vaikutus sirkulaatioon, tuuliväänteeseen ja pintatuulennopeuteen	34
5.2.3.	Merenpinnan lämpötilan ja hiilidioksidipitoisuuden nousun vaikutukset trooppisten hirmumyrskyjen määrään	35
5.2.4.	Ilmastonmuutoksen vaikutus kyllästysvajeeseen	37
5.2.5.	Tuulennopeuden, merenpinnan lämpötilan, aurinkovakion ja hiilidioksidipitoisuuden muutosten vaikutus kyllästysvajeeseen ja syntypotentiaali-indeksiin	38
5.2.6.	Määrän muutokset suorassa simulaatiossa	40
5.2.7.	Määrän muutokset tilastollisen menetelmän simulaatiossa	41
5.2.8.	Määrän muutokset dynaamisen alaskaalauksen simulaatiossa	42
5.2.9.	Ilmastonmuutoksen vaikutus määrään Pohjois-Atlantilla	45
5.2.10.	Yhteenveto	46
5.3.	Vaikutus tuhoisuuteen	47
5.3.1.	Havainnot tuhoisuudesta	47
5.3.2.	Mallisimulaatioiden tuloksia ilmastonmuutoksen vaikutuksesta tuhoisuuteen	48
5.3.3.	Mallisimulaatioiden tuloksia ilmastonmuutoksen vaikutuksesta tuhoisuuteen Pohjois-Atlantilla	48
5.3.4.	Yhteenveto	51
5.4.	Vaikutus sademäärään	51

5.4.1.	Tuulennopeuden, merenpinnan lämpötilan, aurinkovakion ja hiilidioksidipitoisuuden muutosten vaikutus sademäärään	52
5.4.2.	Mallisimulaatioiden tuloksia merenpinnan lämpötilan ja hiilidioksidipitoisuuden nousun vaikutuksista sademäärään	54
5.4.3.	Mallisimulaatioiden tuloksia ilmastonmuutoksen vaikutuksesta sademäärään Pohjois-Atlantilla	56
5.4.4.	Yhteenveto	56
5.5.	Vaikutus myrskyratoihin	56
5.5.1.	Mallisimulaatioiden tuloksia ilmastonmuutoksen vaikutuksesta myrskyratoihin Pohjois-Atlantilla	57
5.5.2.	Yhteenveto	58
6.	Yhteenveto	59
7.	Kirjallisuusluettelo	61

# 1. Johdanto

---

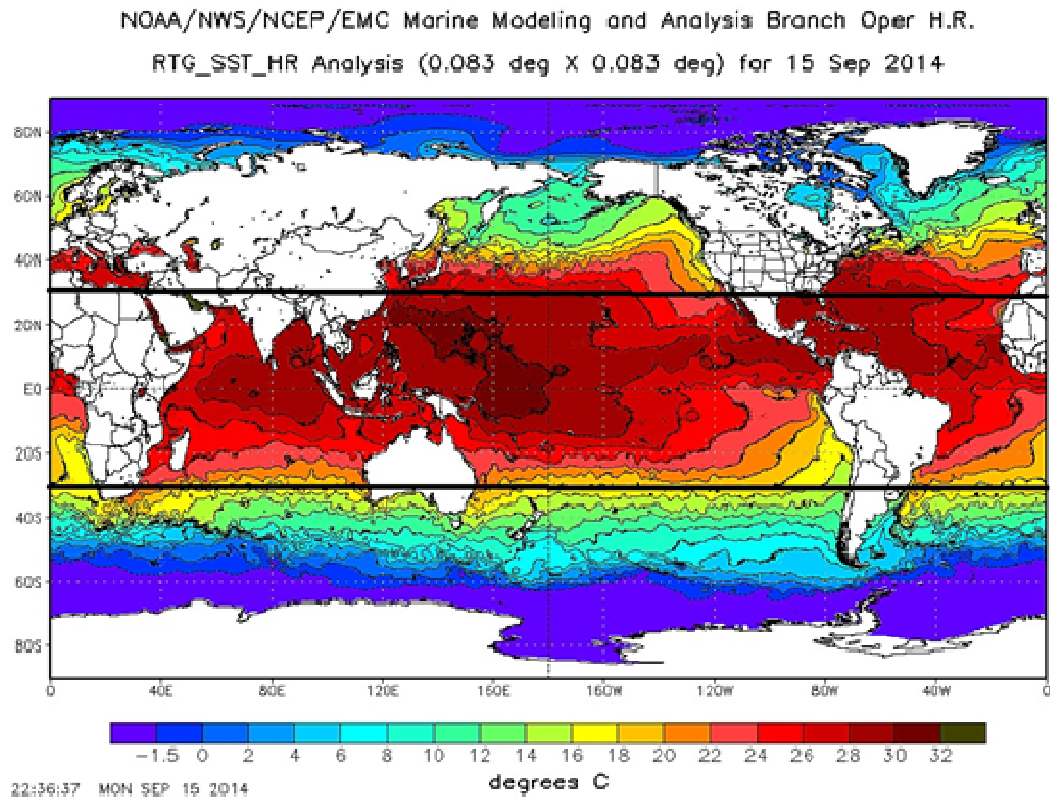
Trooppiset hirmumyrskyt ovat trooppisten valtamerien yllä muodostuvia voimakkaita pyörteitä, joilla on lämmin keskus. Niihin liittyy voimakkaita pintatuulia ja sateita. Luonnonilmiöinä ne kuuluvat vaikutuksiltaan ääri-ilmiöihin. Trooppiset hirmumyrskyt ovat luonnon lämpövoimakoneita, jotka siirtävät lämpöä merestä ilmaan ja ilma virtaa ylös hyvin viileään trooppiseen tropopaussiin. Syntyalueeltaan trooppisten merten yltä ne liikkuvat usein korkeammille leveysasteille. Trooppisen hirmumyrskyn ajautuessa maan ylle ovat seuraamukset yleensä tuhoisat sekä henkilö- että aineellisissa vahingoissa. Tuhoisuus on kasvanut rannikon infrastruktuurin lisääntyessä. Tuhoisien pintatuulien ja voimakkaiden sateiden lisäksi myrskyvuokset aiheuttavat hyökyaaltoja ja tulvimista. Trooppiset hirmumyrskyt laantuvat nopeasti maan ylle ajautuessaan, menettäen niitä ylläpitävän lämmönsiirron merestä. Tuhojen suhteen kiinnostus on enimmäkseen maan ylle ajautuvissa myrskyissä, mutta ilmastonmuutoksen vaikutusta trooppisiin hirmumyrskyihin määritettäessä tulee huomioida kaikki myrskyt.

Trooppisia hirmumyrskyjä kutsutaan myös hurrikaaneiksi läntisellä Pohjois-Atlantilla ja pohjoisen Tyynenmeren itäosissa sekä taifuuneiksi pohjoisen Tyynenmeren länsiosissa. Määritelmänä trooppiseksi hirmumyrskyksi luonnehditaan trooppista sykklonia, jonka 10 metrin korkeuden 10 minuutin keskituuli on 33 m/s tai yli. Korkein arvioitu maksimituuli on ollut 85 m/s taifuunissa Tip pohjoisella Tyynellämerellä vuonna 1979. Trooppisen hirmumyrskyn säde on yleensä 100–1000 km ja voimakkaimmat tuulet 10–100 km:n päässä myrskyn keskuksesta (Emanuel 2003).

Havainnot ovat yleisesti luotettavimpia Pohjois-Atlantilta vilkkaamman laivaliikenteen ja lentokonehavaintojen vuoksi, seuraavaksi luotettavimmat havainnot ovat pohjoisen Tyynenmeren länsiosista. Satelliittihavaintojen yleistyessä havaintoja pidetään globaalisti oleellisesti luotettavina noin vuodesta 1970 lähtien (Emanuel 2008).

Trooppisten hirmumyrskyjen esiintymisalue on trooppinen meri ja niitä harvoin syntyy leveyspiiriä 5° päiväntasaajaa lähempänä, koska coriolisparametri on päiväntasaajalla liian pieni. Kuitenkin vielä leveyspiirillä 1.6 °N on havaittu taifuuni Indonesiassa vuonna 2001 (Emanuel 2003). Tyypillinen esiintymisalue ulottuu n. 30° leveyspiirille, mutta n. 20° leveyspiirin paikkeilla sijaitsee subtrooppisen korkeapaineen alue, jonka laskuliike luo ns. pasaatituulten inversion, eikä alue ole suotuisa trooppisten hirmumyrskyjen syntyyn. Jopa vielä n. 45 °N leveyspiirille on kulkeutunut trooppisia hirmumyrskyjä. Myöskään eteläisellä

pallonpuoliskolla Atlantilla ei tyypillisesti esiinny trooppisia hirmumyrskyjä yhtä tunnettua poikkeusta lukuunottamatta vuonna 2004.



*Kuva 1. Merenpinnan lämpötila 15.9.2014 National Centers for Environmental Predictionin (NCEP) aineistosta. Väriasteikko alhaalla määrittää merenpinnan lämpötilaa celsiusasteina. Trooppisten hirmumyrskyjen tyypillinen esiintymisalue rajattuna 30° leveyspiirien väliin. Poikkeuksena trooppisia hirmumyrskyjä ei yleensä esiinny n. 5° leveyspiiriä lähempänä päiväntasaajaa eikä eteläisellä pallonpuoliskolla Atlantilla ja n. 120 °W:stä itäänpäin Tyynellämerellä. (NCEP)*

Ilmastonmuutoksen vaikutusta trooppisiin hirmumyrskyihin tutkittaessa pyritään selvittämään kuinka ilmasto muuttuu ja kuinka tämä muutos vaikuttaa trooppisiin hirmumyrskyihin sekä myös arvioimaan tämän hetkisistä havainnoista taaksepäin pidemmän ajanjakson muutoksia. Trooppisten hirmumyrskyjen esiintyminen on herkkä monelle tekijälle. Ilmastonmuutos vaikuttaa trooppisiin hirmumyrskyihin myös monella aikaskaalalla. Myrskyjen eri ominaisuuksien, kuten voimakkuuden, määrän, tuhoisuuden, sademäärän ja myrskyratojen muutoksia ilmastonmuutoksen vaikutuksesta voidaan

tarkastella erikseen. Näitä tarkastellaan luvussa 5. Ilmastonmuutoksen vaikutuksessa trooppisiin hirmumyrskyihin on dynaamisten ja termodynaamisten suureiden monimutkaisuuteen liittyviä, pakotteisiin (kasvihuonekaasut, aerosolit) liittyviä sekä mallisimulaatioiden rajoituksista syntyviä epävarmuustekijöitä (Roberts ym. 2013). Myös luonnollisen vaihtelun suuruus sekä trooppisten hirmumyrskyjen määrässä että voimakkuudessa vaikeuttaa ilmastonmuutoksen vaikutuksen havaitsemista (kts. luvut 2.2. ja 2.3.). Asiaa vaikeuttavat myös ongelmat globaalien havaintojen laadussa ja saatavuudessa (Knutson ym. 2010). Useassa tutkimuksessa keskitytään Pohjois-Atlantin trooppisiin hirmumyrskyihin, koska havainnot kyseiseltä alueelta ovat laadukkaampia ja kattavat pidemmän ajanjakson. Ilmastomallit ovat yleisesti edelleen liian karkeita mallintamaan trooppisten hirmumyrskyjen keskellä olevaa sateetonta aluetta eli silmää, jonka säde vaihtelee n. 10–100 km:n välillä, joten mallisimulaatioissa on odotettavissa jatkuvaa kehitystä horisontaalisen resoluution parantuessa. Mallisimulaatiomenetelmistä kerrotaan tarkemmin luvussa 4. Havaintojen, teorioiden ja mallisimulaatioiden tulokset tulee yhdistää ilmastonmuutoksen vaikutusten selvittämiseksi.

## 2. Trooppisiin hirmumyrskyihin vaikuttava klimatologia

---

Trooppisia sykloneja syntyy vuosittain n. 90, vuosien välisen keskihajonnan ollessa 10. Niistä noin puolet voimistuu trooppiseksi hirmumyrskyiksi. Pohjoisen Tyynenmeren länsiosissa esiintyy vuosittain eniten trooppisia hirmumyrskyjä. Pohjois-Atlantilla on suurin vaihtelu vuotuisessa määrässä ollen muutamasta yli tusinaan. Ilmastolliset tekijät muokkaavat trooppisten hirmumyrskyjen esiintymistä eri tavalla eri alueilla. Trooppisten hirmumyrskyjen esiintymisajankohta pohjoisella pallonpuoliskolla on kesä ja varhaisyyksy, tyypillisesti heinäkuu–lokakuu. Pohjois-Atlantilla tyypillinen trooppisten hirmumyrskyjen esiintymiskausi on kesäkuusta marraskuuhun. Lukumäärän huippu osuu syyskuuhun. Pohjoisen Tyynenmeren länsiosissa trooppisia hirmumyrskyjä esiintyy vuoden ympäri ja pohjoisen Tyynenmeren itäosissa aktiivisin huippu on heinä- ja elokuu. Pohjoisella Intian valtamerellä trooppisten hirmumyrskyjen esiintyminen ajoittuu ennen ja jälkeen monsuunikautta. Eteläisellä pallonpuoliskolla tyypillinen trooppinen hirmumyrsky -kausi on joulukuu–maaliskuu. Myrskyjen esiintyminen eroaa pallonpuoliskojen välillä, koska maantieteelliset tekijät ovat erilaiset. Eteläinen pallonpuolisko koostuu 90 %:sti valtamerestä, kun

pohjoisesta pallonpuoliskosta n. 50 % on maata, jossa vuodenaikaisvaihtelu ja herkkyys häiriöille on suurempaa. Näin ollen Walshin ym. (2013) mukaan myös ilmaston lämpeneminen on odotettavasti hitaampaa eteläisellä pallonpuoliskolla. Tämä tarkoittaa myös erilaista ilmastonmuutoksen vaikutusta trooppisiin hirmumyrskyihin eri pallonpuoliskoilla.

Trooppisten hirmumyrskyjen aktiivisuus riippuu useasta tekijästä. Trooppisia hirmumyrskyjä esiintyy tropiikissa keskimääräisen nousuliikkeen alueella, jossa esiintyy syvää konvektiota. Yleisesti tiedossa olevat tärkeimmät tekijät ovat korkea merenpinnan lämpötila (sea surface temperature, SST), heikko pystysuuntainen tuuliväanne läpi koko troposfäärin, alatroposfäärin pyörteisyys sekä kosteus ala- ja keskitroposfäärissä. Trooppinen syvä konvektio vaatii n. 26 °C:n SST:n (Palmén 1948). Kyseistä SST:n alarajaa tarkennetaan luvussa 2.1. Ympäristön pystysuuntainen tuuliväanne on tuhoisa sekä trooppisen hirmumyrskyn syklogeneesille että voimakkuudelle. Vecchin ja Sodenin (2007b) mukaan yli 10 ms<sup>-1</sup>:n tuuliväanteellä on merkittäviä vaikutuksia trooppisiin hirmumyrskyihin. Ympäristön tuuliväanne pyrkii kallistamaan ja estämään häiriön pystyyn nousun sekä rikkomaan rakenteellisia symmetrioita ja tuulettamaan häiriöön kylmempää ja kuivempaa ilmaa.

Trooppisen hirmumyrskyn synty vaatii alkuhäiriön. Alkuhäiriöinä voivat toimia mesomittakaavan konvektiiviset järjestelmät (mesoscale convective systems, MCS:t), jotka ovat hyvin yleisiä tropiikissa, Afrikan itäaallot, Rossby-aallot, Rossby-gravitaatioaallot, Madden-Julian oskillaation konvektiivinen vaihe tai keskileveysasteilta peräisin oleva häiriö. Alkuhäiriön merkittävyyttä voidaan arvioida Rossbyn deformaatiosäteen avulla. Rossbyn deformaatiosäde kuvaa alueen sädettä, jolle gravitaatioaallot hajaantuvat levittäessään alkuperäishäiriötä. Jos häiriö on suurempi kuin Rossbyn deformaatiosäde, gravitaatioaaltojen kuljettama energia säilyy häiriössä ja näin ollen häiriö saattaa säilyä. Jos taas häiriö on Rossbyn deformaatiosädettä pienempi, energia jakaantuu häiriön ulkopuolelle ja häiriö saattaa heikentyä. On siis suotuisaa pienemmän häiriön synnylle, että ympäristön Rossbyn deformaatiosäde on sitä pienempi.

Rossbyn deformaatiosäde on

$$\lambda_R = \frac{NH}{(\zeta + f)^{(1/2)}(2VR^{-1} + f)^{(1/2)}}, \quad (1)$$

jossa  $N$  on Brunt-Väisälä taajuus,  $H$  häiriön skaalakorkeus,  $\zeta + f$  kokonaispyörteisyys,  $V$  tuulen tangentin suuntainen komponentti kaarevuussäteellä  $R$  ja  $f$  coriolisparametri (Cotton ja



Anthes 1989). Coriolisparametri on tropiikissa pieni, jolloin Rossbyn deformaatiosäde on tyypillisesti suuri. Kuitenkin ympäristön pyörteisyys ( $\zeta + f$ ) voi kasvaa trooppisissa hirmumyrskyissä voimakkaasti, jolloin Rossbyn deformaatiosäde myös pienenee voimakkaasti. Trooppisen hirmumyrskyn skaalakorkeus ( $H$ ) voi myös olla pieni syklogeneesissä, mikä mahdollistaa Rossbyn deformaatiosäteen pienenemisen. Rossbyn deformaatiosädettä voi myös pienentää stabiilisuuden ( $N$ ) väheneminen. Pienellä Rossbyn deformaatiosäteellä gravitaatioaaltojen vaikutus jää lyhyemmälle matkalle tuuli- ja painekenttien tasapainottuessa ja trooppinen hirmumyrsky voi voimistua. Rossbyn deformaatiosäde on näin ollen yksi tekijä arvioitaessa syklogeneesin mahdollisuutta, mutta se ei ota huomioon muita syntyä estäviä tekijöitä, kuten esim. tuuliväännettä.

Trooppisten hirmumyrskyjen itämisaika antaa konvektion kehittyä ja kiertoliikkeen käynnistyä. Itämisaika on Tangin ja Emanuelin (2012) mukaan n. 2–3 päivää, jonka aikana alkava häiriö kosteuttaa troposfääriin. Alkuhäiriöstä kehittyy lähes sylenterisymmetrinen pyörre, jolla on lämmin keskus ja joka voimistuu pinnan entalpiavoiden ja pintatuulen palautteen vuoksi (kts. luku 3). Ilma kulkee sykloonaalisesti kiertyen (jotta impulssimomentti säilyy) kohti matalan paineen keskustaa (silmää). Silmää ympäröivän pilvivallin kohdalla ilma nousee ja virtaa ulos antisyklonaalisesti lähellä tropopausia sekä laskeutuu. Ensin kuitenkin häiriön täytyy selvitä kitkan heikentävästä vaikutuksesta ja konvektiivisista laskuvirtauksista, jotka estävät rajakerroksen entropian nousua (Emanuel 2003). Teoriat selittävät tähän mennessä voimakkuuden ylärajan, mutta kaikki edellytykset syklogeneesille eivät ole vielä tunnettuja. Synnylle vaaditaan korkea SST, jolloin ilman entropia voi kasvaa merestä haihtumalla, sekä syvä kostea ilmakerros. Vaikka syklogeneesin fysiikasta jotain tiedetäänkin, Emanuelin (2013) mukaan nykyisellään ei vielä pystytä esimerkiksi selittämään, miksi vuotuinen trooppisten syklonien globaali määrä on hyvin tasainen.

## **2.1. Syklogeneesin vaatima merenpinnan lämpötilan kynnysarvo**

Dare ja McBride (2011) tutkivat trooppisten syklonien syntyyn tarvittavaa SST:n kynnysarvoa sekä syntyhetkellä että 48 tunnin aikana ennen syklonin syntyä. Palménin (1948) mukaan kynnysarvo SST:lle syntyhetkellä on 26 °C. Dare ja McBride (2011) jakavat trooppiset syklonit päiväntasaajalta 35° leveyspiirille vuosilta 1981–2008 SST:n luokkiin 1 °C:n välein, jolloin esimerkiksi 26 °C:n luokka sisältää SST:n arvot välillä 25.5–26.5 °C. Suurimmassa osassa trooppisten syklonien syntytapauksista SST on ollut suurempi kuin 26 °C. Vain noin 5 %

trooppisista sykloneista syntyi SST:n ollessa 26 °C:n luokassa ja noin 1.7 % alle 25.5 °C:n SST:n arvoilla. Dare ja McBride (2011) tutkivat myös erikseen 31 trooppisen syklonin synnyn tapausta, joissa SST oli alle 25.5 °C, joka on 1.4 % aineiston 2217 trooppisesta syklonista. 27:ssä näistä 31 tapauksesta SST:n maksimiarvo 48 tunnin ajalta ennen syklonin syntyä oli kuitenkin yli 25.5 °C. Daren ja McBriden (2011) mukaan SST:n lasku ennen syklonien syntyä saattaa johtua niiden siirtymisestä viileämmille vesille tai merenpinnan viilenemisestä trooppisen syklonin aiheuttamana. Joka tapauksessa käytetty aineisto näyttää näiden trooppisten syklonien voimistumisen tapahtuneen SST:n laskiessa ja Dare ja McBride (2011) arvioivat sen johtuvan syklonin kehittämisessä tapahtuvasta viiveestä.

Kun 6.7 %:ssa havainnoista syklogeneesi tapahtui alle 26.5 °C:n SST:n arvoilla, vain 1.4 %:ssa havainnoista SST:n maksimiarvo 48 tuntia ennen oli alle 26.5 °C. Näin ollen Daren ja McBriden (2011) mukaan 48 tunnin ajanjaksolle 26.5 °C on hyväksyttävä kynnysarvo, kun taas 25.5 °C on hyväksyttävä kynnysarvo syklogeneesille käytettäessä yhtä SST:n arvoa.

Vecchin ja Sodenin (2007a) mukaan tärkeämpää synnylle on ero paikallisessa SST:n arvossa joko leveyspiirikeskiarvoon tai koko tropiikin keskiarvoon verrattaessa. Suhteellista SST:tä pidetäänkin yleisesti tärkeämpänä syklogeneesille kuin pelkkää SST:n arvoa (kts. luku 3.1.).

## **2.2. Trooppisten hirmumyrskyjen luonnollinen vaihtelevuus**

### 2.2.1 Vuosikymmenten välinen vaihtelu

Trooppisten hirmumyrskyjen vuosikymmenten välisestä vaihtelevuudesta vastaa moni tekijä, mm. Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) sekä Pacific Decadal Oscillation (PDO). Näillä ajanjaksoilla ilmastoon vaikuttaa myös ihmisten aiheuttama ilmastonmuutos, joten haasteellista on erottaa luonnollisen vaihtelevuuden osuus ilmastonmuutoksen vaikutuksesta. AMO ja PDO ovat suurimmaksi osaksi keskileveysasteiden valtameri-ilmiöitä, mutta voivat vaikuttaa ilmakehään tropiikin SST:n vaihtelun myötä. Mannin ja Emanuelin (2006) mukaan pidemmän ajanjakson SST:n muutokset ovat kuitenkin ilmastonmuutoksen aiheuttamia, eikä AMOn signaalia ole selkeästi nähtävissä. Camargon (2013a) mukaan AMO vaikuttaa Pohjois-Atlantin voimakkaimpien trooppisten hirmumyrskyjen esiintymiseen tuuliväälteen vaihtelun kautta. Camargon (2013a) mukaan PDO:sta on vastaavia tutkimuksia, joiden mukaan se mahdollisesti aiheuttaa muutoksia pohjoisella Tyynellämerellä voimakkaimpien trooppisten hirmumyrskyjen esiintymisessä sekä trooppisten hirmumyrskyjen radoissa. Vaikka AMOn maksimiampplitudi on Pohjois-Atlantilla,

on sillä myös suuri amplitudi pohjoisella Tyynellämerellä. Emanuelin (2008) tutkimista aikasarjoista Pohjois-Atlantilta viimeisimmän vuosisadan ajalta havaitaan selkeä sekä SST:n että trooppisten hirmumyrskyjen integroidun dissipaatiotehoindeksin (kts. luku 3) vuosikymmenten välinen vaihtelu. Emanuel (2008) pitää tärkeämpänä trooppisen Pohjois-Atlantin SST:n vaihtelevuuden tekijänä AMOn sijasta kuitenkin koko pohjoisen pallonpuoliskon keskimääräistä maa- ja merialueiden pintalämpötilaa, jolla on suuri vastaavuus Pohjois-Atlantin SST:n kanssa. Keskimääräiseen pintalämpötilaan taasen vaikuttaa enimmäkseen säteilypakotteen vaihtelevuus. Emanuelin (2008) mukaan voi myös olla, että sama pakote vaikuttaa sekä trooppisen Pohjois-Atlantin SST:hen että pohjoisen pallonpuoliskon keskimääräiseen pintalämpötilaan. Luonnollisen vaihtelevuuden ja ilmastomuutoksen vaikutukset voivat myös yhdessä aikaansaada havaitun vuosikymmenten välisen vaihtelun.

### 2.2.2. Vuosien välinen vaihtelu

Atlantic Meridional Mode (AMM) vaikuttaa sekä vuosikymmenten että vuosien väliseen vaihteluun. Siihen liittyy pallonpuoliskojen välinen SST:n gradientti sekä päiväntasaajan ylittävien pintatuulien voimakkuuden värähtely, joka lisää Atlantin SST:n anomalioita. Evanin ym. (2011) mukaan näille SST:n anomalioille syntyy palaute tuulen, haihtumisen sekä SST:n vaikutuksesta. Kun pintatuuli puhaltaa viileämmältä lämpimämmälle pallonpuoliskolle, lämpimän pallonpuoliskon keskimääräiset itäiset tuulet heikkenevät, jolloin haihtuminen pinnalta vähenee ja SST sekä SST:n gradientti kasvaa entisestään. Kun AMM on positiivisessa vaiheessa, ovat trooppisen Pohjois-Atlantin olosuhteet suotuisimmat trooppisten hirmumyrskyjen synnylle ja voimistumiselle. AMM vaimenee termodynaamisesti ja tarvitsee siksi ulkoisen pakotteen. Ulkoisena pakotteena voi olla Pohjois-Atlantin oskillaatio (NAO) ja El Niño- eteläinen värähtely (ENSO), AMO tai stokastinen vaihtelevuus.

Evanin ym. (2011) mukaan Länsi-Afrikan hiekkapölyemissiöt pakottavat sekä AMM:n vuosikymmenten että vuosien välistä vaihtelua. Mineraaliaerosolit sirottavat paljon säteilyä ja tumman pinnan (eli merenpinnan) päällä sironta ylittää säteilyn infrapuna-absorption, jolloin aerosolien vaikutus kokonaissäteilyn määrään on negatiivinen. Tämä pinnan lämmönvuon lasku viilentää meren sekoituskerrosta. Aerosolien synnyttämät SST:n anomaliat myös säilyvät meri-ilmakehä-palautteen vuoksi. Vuosina 1955–1985 trooppisella Pohjois-Atlantilla on havaittu aerosolipölyn optisen paksuuden kasvu ja SST:n viileneminen. 1980-luvulta asti Atlantin pölyaerosolien optinen paksuus taasen on laskenut, jolloin merenpinnan säteilyn absorptio on kasvanut ja seurauksena trooppisen Pohjois-Atlantin SST

on hieman noussut. Myös pölyemissiöt riippuvat NAO:n ja ENSO:n vaiheista muiden ilmakehän ja merenpinnan olosuhteiden lisäksi.

Wongin ym. (2008) mukaan on myös mahdollista, että Atlantin lämpötilat muuttavat alueellista sirkulaatiota siten että pölypeite muuttuu. Vuosien välisellä ajanjaksolla trooppisiin hirmumyrskyihin vaikuttavat myös ENSO ja Vincentin ym. (2014) mukaan meren kerrostuneisuuden vaihtelu, johon taasen ENSO myös vaikuttaa.

### 2.2.3. Vuodenaikaisvaihtelu

Tällä ajanjaksolla ENSO on merkittävin trooppisten hirmumyrskyjen esiintymiseen vaikuttava tekijä. ENSO vaikuttaa monilla alueilla ja monin tavoin, muokaten myrskyjen määrää, voimakkuutta, kestoja, syntypaikkaa sekä ratatyyppejä (Camargo 2013a). ENSO vaikuttaa trooppisten hirmumyrskyjen esiintymiseen sekä ilmakehän muutosten (kuten esim. pyörteisyyden, tuuliväänteen ja kosteuden) että meren muutosten (kuten termokliinin ja sekoituskerroksen syvyyden) kautta. Vincentin ym. (2014) mukaan ENSOon liittyvät troposfäärin lämpötilan ja pystysuuntaisen tuuliväänteen muutokset vaikuttavat trooppisten hirmumyrskyjen esiintymiseen Atlantilla, kun taas keskitroposfäärin kosteuden ja laaja-alaisen alatroposfäärin pyörteisyyden muutokset vaikuttavat trooppisten hirmumyrskyjen esiintymiseen läntisellä Tyynellämerellä. Eteläisen pallonpuoliskon trooppisten hirmumyrskyjen esiintymisen luonnollisessa vaihtelussa ENSO vaikuttaa merkittävästi. El Niño:n aikaan trooppisten hirmumyrskyjen esiintyvyys kasvaa vuorokausirajan itäpuolella Tyynellämerellä sekä esiintyvyyden alue laajenee länteen päin Intian valtamerellä. Atlantilla, Meksikonlahdella, Karibianmerellä ja Australian rannikon lähellä esiintyvyys vähenee. El Niño -tapahtumat muuttavat myös pohjoisen Tyynenmeren länsiosien trooppisten hirmumyrskyjen ratoja. La Niña:n aikaan trooppisia hirmumyrskyjä esiintyy enemmän Atlantilla, Meksikonlahdella, Karibianmerellä ja Australian rannikolla sekä vähemmän Tyynenmeren itäosissa ja Intian valtameren länsiosissa. Trooppisten hirmumyrskyjen globaali kokonaismäärä on El Niño:n aikaan pienempi kuin La Niña:n aikaan (Walsh ym. 2013, Christensen ym. 2013). Camargon (2013a) mukaan alhaisen resoluution malleillakin saadaan ENSO:n vaikutus mallinnettua trooppisten hirmumyrskyjen esiintymiseen.

### 2.2.4. Vuodenajan sisäinen vaihtelu

Tällä ajanjaksolla voimakkaimman trooppisten hirmumyrskyjen luonnollisen vaihtelun aiheuttaa Madden-Julian oskillaatio (MJO). MJO:n valtameri-ilmakehä-vuorovaikutus aiheuttaa syvää konvektiota. MJO:n kierto ilmakehässä kestää n. 30–90 päivää ja se

vaikuttaa trooppisten hirmumyrskyjen esiintymiseen monilla alueilla. Kun MJO on konvektiivisessa vaiheessa, lisää se kyseisellä alueella trooppisten hirmumyrskyjen synnyn mahdollisuutta. Näin ollen MJO:n vaihetta voidaan käyttää yhtenä ennustajana tilastollisissa malleissa (Camargo 2013a). Pohjois-Atlantilla vallitsevan ilmamassan (kts. luku 2.3.) tiedetään myös vaikuttavan trooppisten hirmumyrskyjen esiintymiseen vuodenaikais- sekä vuodenajan sisäisen vaihtelun ajanjaksoilla.

## **2.3. Trooppisen Pohjois-Atlantin länsi- ja keskiosien sekä Karibianmeren ilmamassojen vaikutus Atlantin trooppisiin hirmumyrskyihin**

Yleisesti trooppisen Pohjois-Atlantin länsi- ja keskiosien sekä Karibianmeren hirmumyrskykauden (heinäkuu–lokakuu) klimatologian standardina on käytetty Jordanin (1958) 10 vuoden keskimääräistä luotausta. Dunionin (2011) mukaan on kuitenkin havaittu, että trooppisen hirmumyrsky -kauden aikana tällä alueella vaikuttavat monen tyyppiset ilmamassat. Dunionin (2011) tutkimassa vuosien 1995–2002 trooppisten hirmumyrsky -kausien satelliittikuvista käy ilmi että alueella esiintyy pääsääntöisesti kolmea ilmamassaa, joilla on erilaiset termodynaamiset, kinemaattiset, stabiilisuus-, keskimääräisen merenpintapaineen ja tuuliväänteen ominaisuudet. Kyseiset ilmamassat jaotellaan kosteaan trooppiseen (moist tropical, MT) sekä ala- ja keskitroposfäärin kuiviin ilmamassoihin, eli Saharan ilmamassaan (Saharan air layer, SAL) ja keskileveysasteiden kuivan ilman purkauksiin (midlatitude dry air intrusions, MLDAIs). Dunionin (2011) tutkimasta n. 6000 Karibianmeren alueen trooppisen hirmumyrsky -kauden luotauksesta vuosilta 1995–2002 vallitsee MT-ilmamassa 2/3:ssa (66 %:ssa) tapauksista, kun SAL:ia on 20 % ja MLDAI:tä 14 %. SAL:in esiintyvyys vaihtelee alkukesän 40 %:sta n. 2–6 %:iin lokakuussa. MLDAIs:ien esiintyvyys on kaikkina muina aikoina harvinaisempaa kuin SAL:in, paitsi lokakuussa, jolloin keskileveysasteiden rintamien esiintyminen trooppisen Pohjois-Atlantin länsi- ja keskiosien sekä Karibianmeren alueella on yleisempää.

Kesäkuusta elokuun puoliväliin vain 50–60 % Karibian ilmamassoista on kostean trooppisia. MT-ilmamassat ovat ympäristöltään kohtalaisen instabiileja ja niissä on matala keskimääräinen pintapaine sekä myös suotuisampi tuuliväanne trooppisten hirmumyrskyjen kehittymiselle. MT-ilmamassan esiintyvyys kasvaa elokuun puoliväliin mennessä 70–80 %:iin, kun SAL:in aktiivisuus alkaa heiketä heinäkuun lopussa. DeMaria ym. (2001)

huomasivat, että trooppisen Atlantin keskitroposfäärin kosteus saavuttaa miniminsä heinäkuun puolivälissä ja kasvaa sitten nopeasti elokuun puolivälissä. Tämä heinäkuun kosteusminimi saattaa selittää miksi heinäkuussa trooppisten hirmumyrskyjen synty on harvinaista, vaikka tuuliväanne ja instabiilisuus ovat suotuisia kehittymiselle. DeMaria ja Kaplan (1994) havaitsivat, että trooppisella hirmumyrsky -kaudella myrskyjen todellisen voimakkuuden yläraja suhteessa potentiaaliseen voimakkuuteen (kts. luku 3) on heikoimmillaan kesä- ja heinäkuussa. Tämä viittaa siihen että alkukaudella myrskyt eivät saavuta niin todennäköisesti potentiaalista voimakkuuttaan kuin keski- ja loppukauden myrskyt. Tämän arvellaan johtuvan osittain SAL:in aktiivisuuden huipusta alkukesän kuukausina. SAL:in alkukesän aktiivisuuden huipulla on havaittu olevan myös vastaavuutta sademäärän suhteellisen minimin kanssa.

Carlson ja Prospero (1972), Prospero ja Carlson (1972) sekä Karyampudi ja Carlson (1988) esittävät, että SAL:in vallitessa n. 1500–5500 metrissä on erittäin lämmintä ja kuivaa Saharan ilmaa sekä keskitroposfäärissä (n. 2000–4500 metrissä) voimakkaat itätuulet. SAL voi levitä kesäkuukausina trooppisella Pohjois-Atlantilla, yleensä Afrikan itäaaltojen mukana, Saharasta laajoille alueille Karibianmerelle ja Yhdysvaltoihin. SAL:in kestää kulkea useamman päivän Atlantin yli ja se voi olla pinta-alaltaan suurempi kuin Yhdysvallat. SAL esiintyy myöhäiskeväästä alkusyksyyn yleensä alueella 15–30 °N. Meren yllä kylmä ja kostea alotroposfäärin ilma luo inversion SAL:in alle. Dunionin ja Veldenin (2004) mukaan SAL:in ominaisuudet voivat estää trooppisen hirmumyrskyn syntyä ja voimistumista stabiilisuuden, korkean pintapaineen ja tuuliväanteen takia. SAL:in korkea pintapaine liittyy Dunionin (2011) mukaan siihen, että SAL sijaitsee yleensä selänneessä joko etenevän Afrikan itäaallon edessä tai takana. SAL myös kasvattaa Atlantin ns. pasaatituulten inversiota, joka stabiloi ympäristöä entisestään ja heikentää myös näin trooppisten hirmumyrskyjen esiintymistä. Dunionin ja Veldenin (2004) mukaan SAL voi estää konvektiota myös, kun trooppisen hirmumyrskyn ilman sisäänvirtaus ala-keskitroposfäärissä advektoi SAL:in kuivuutta trooppisen hirmumyrskyn kiertoan (kts. tuulettuminen luku 3.4.1.). SAL:in kuiva ja stabiili ilma voi myös estää konvektiota lisäämällä haihtumisen aiheuttamia laskuvirtauksia. Dunionin ja Veldenin (2004) satelliittikuvien mukaan trooppiset hirmumyrskyt, joihin SAL vaikuttaa, joko heikkenevät, niillä on vaikeuksia voimistua tai mahdollisesti syntymässä olevat trooppiset hirmumyrskyt dissipoituvat, kun syvä konvektio estyy. Tämä johtuu tuuliväanteestä ja kuivan ilman advektoitumisesta trooppiseen hirmumyrskyyn. Satelliittikuvista ilmenee myös, että SAL:sta pois pääsevä trooppinen hirmumyrsky voi voimistua hyvin nopeasti. Dunionin (2011) mukaan Pohjois-Atlantin vuosittainen

suhteellisen alhainen trooppisten hirmumyrskyjen määrä voi osittain johtua SAL:sta, vaikka muitakin klimatologisia syitä on.

MLDAIs ovat peräisin pääsääntöisesti Pohjois-Amerikan mantereelta, Pohjois-Atlantin keskiosista tai subtrooppisen korkeapaineen selänteen itäpuolelta. MLDAlsi esiintyvät enemmän El Niño -vuosien, eli Dunionin (2011) tutkimilta vuosilta 1995–2002 vuosien 1997 ja 2002, lokakuina kuin ei - El Niño - vuosina (n. 25 % lokakuiden luotauksista). Kohtalaisena El Niño -vuotena 2002 34 % lokakuun trooppisen Pohjois-Atlantin länsi- ja keskiosien sekä Karibianmeren alueen luotauksista lukeutui MLDAlsi, kun taas vastaavasti voimakkaimpana tunnettuna El Niño -vuotena 1997 vastaava määrä oli 47 %. Dunionin (2011) mukaan tämä viittaa siihen että voimakkaiden El Niño -vuosien aikaan rintamien aktiivisuus on voimakkaampaa myöhäiskesän ja varhaiskysyn aikaan, jolloin MLDAlsi:ien esiintyvyys kasvaa. MLDAlsi:ien ominaisuudet termodynamiikan, stabiilisuuden sekä erityisesti tuuliväänteen suhteen ovat haitallisia trooppisten hirmumyrskyjen kehittymiselle.

### 3. Teoriat

---

Trooppiset hirmumyrskyt saavat energiansa lämpimästä merivedestä ja niitä on usein luonnehdittu Carnot'n koneiksi. Ne eroavat kuitenkin siten, että Carnot'n kone tekee työtä ympäristöönsä, kun taas trooppinen hirmumyrsky käyttää itse vapautuvasta latentista lämmöstä saatavan energian. Energia käytetään trooppisessa hirmumyrskyssä rajakerroksen turbulენტtiseen dissipaatioon, joka kitkan avulla muuntaa energian takaisin trooppisen hirmumyrskyn lämmöksi. Koska tämä energian muuntuminen lämmöksi tapahtuu Bisterin ja Emanuelin (1998) mukaan systeemin korkeimmalla lämpötilalla, kulkeutuu ylijäämälämpö takaisin Carnot'n syklin alkupäähän.

Kun ilma liikkuu trooppisen hirmumyrskyn ulkoreunoilta sisäänpäin kiertyen, paine laskee ja entropia kasvaa. Trooppisessa hirmumyrskyssä entropian kasvu johtuu entalpian siirrosta merenpinnasta, enimmäkseen latentin lämmön vuona, mutta myös vähäisemmässä määrin havaitun lämmön vuona, sekä kineettisen energian dissipaatiosta rajakerroksessa (Emanuel 2003).

### 3.1. Voimakkuuden kuvaamiseen ja ennustamiseen käytettävä indeksi

Emanuel (1994) määrittää entalpiain

$$k = (C_p + r_t c_l)T + L_v r, \quad (2)$$

jossa  $C_p$  on kuivan ilman lämpökapasiteetti vakioilmanpaineessa,  $r_t$  nestemäisen veden ja vesihöyryn kokonaissekoitussuhde,  $c_l$  veden lämpökapasiteetti,  $T$  lämpötila,  $L_v$  höyrystymislämpö ja  $r$  vesihöyryn sekoitussuhde. Emanuelin (2003) mukaan liikemäärän vuo mereen ja entalpiain vuo merestä määritetään yleensä bulk-yhtälöillä

$$F_m = -C_D \rho |V| V \quad (3)$$

ja  $F_k = C_k \rho |V| (k_0^* - k), \quad (4)$

joissa  $C_D$  ja  $C_k$  ovat dimensiottomia liikemäärän ja entalpiain vaihtokertoimia,  $\rho$  ilman tiheys,  $V$  pintakerroksen tuulennopeus,  $k_0^*$  meren kanssa kosketuksessa olevan ilman entalpia (ja näin ollen kyllästysentalpia merenpinnan lämpötilassa) ja  $k$  pintakerroksen ilman entalpia. Entalpiain ja liikemäärän vaihtokertoimet korkeammilla tuulennopeuksilla ovat vielä määrittämättömiä. Myös meriveden roiskeiden tiedetään vaikuttavan entalpiain vuo suurenemiseen. Bisterin ja Emanuelin (1998) mukaan rajakerroksen kitkan aiheuttama dissipatiolämmitys pystysuunnassa on

$$D = C_D \rho |V|^3. \quad (5)$$

Emanuelin (2003) mukaan Carnot'n teorian mukaisesti syklin mekaanisen energian kokonaistuotto on

$$P = 2\pi \frac{T_s - T_0}{T_s} \int_a^b [C_k \rho |V| (k_0^* - k) + C_D \rho |V|^3] r dr, \quad (6)$$

jossa  $T_s$  on merenpinnan lämpötila ja  $T_0$  ulosvirtauslämpötila, eli käytännössä tropopausin lämpötila. Integroituna välillä  $a-b$  on Carnot'n syklin ensimmäinen vaihe, eli isoterminen laajeneminen (sisältäen myös entalpiain lisäyksen), joka vastaa ilman liikkumista trooppisen hirmumyrskyn ulkoreunoilta sisäänpäin lähellä merenpintaa.



Toisaalta yhtälöstä (5) energian kokonaisdissipaatio on

$$D = 2\pi \int_a^b C_D \rho |V|^3 r dr \quad (7)$$

Kun oletetaan, että yhtälöitä (6) ja (7) määrittää niiden integroitavien arvot silmää ympäröivän pilvivallin, eli pinnan maksimituulennopeuden alueen säteen läheisyydessä ja määräämällä energian kokonaistuotto ja -dissipaatio eli yhtälöt (6) ja (7) yhtä suuriksi saadaan maksimituulennopeudelle yhtälö

$$|V_{max}|^2 \approx \frac{C_k}{C_D} \frac{T_s - T_0}{T_0} (k_0^* - k) \quad (8)$$

joka määrittää trooppisen hirmumyrskyn voimakkuuden ylärajan. Kyseinen yhtälö (8) on approksimatiivisesti johdettu ja sen ennustamaa tuulennopeutta kutsutaan **potentiaaliseksi voimakkuudeksi** (PI). Bister ja Emanuel (1998) esittävät yhtälön (8) tarkemman johdon. PI:n yksikkönä on nopeus ja se on SST:n sekä troposfäärin ja alemman stratosfäärin lämpötilojen profiilin funktio. PI ottaa siis huomioon myös rajakerroksen dissipaatiolämmityksen. PI suurenee, kun **termodynaaminen tehokkuus**  $((T_s - T_0)/T_0)$  suurenee, eli SST:n ollessa korkea ja/tai ulosvirtauslämpötilan ollessa matala. Termodynaaminen tehokkuus, eli lämpövoimakoneen **hyötysuhde** on siis sitä suurempi mitä suurempi on lämmönlähteen ja ympäristön välinen lämpötilaero. Emanuel ym. (2013) määrittävät ulosvirtauslämpötilaksi absoluuttisen lämpötilan korkeudella, jolla SST:n lämpötilassa nostettava ilmapaketti menettää positiivisen nosteensa. Suluissa oleva entalpian termi  $(k_0^* - k)$  on suurimmillaan **termodynaamisen epätasapainon** ollessa suurimmillaan eli mitä kuivempaa rajakerroksen ilma on. Eli pinnan entalpiavuo riippuu merenpinnan kyllästysentalpian ja pilvien alapuolisen kerroksen entalpian välisestä erosta. Emanuelin (2005) mukaan, koska PI on herkkä SST:n ja tropopaussin lämpötilojen erolle, on paikallisella SST:llä suurempi merkitys PI:hin kuin tropiikin SST:n globaalilla keskiarvolla. Kun tropiikin lämpötilavähetteen oletetaan olevan noin kostea-adiabaattinen, tropiikin keskimääräinen SST määrittää ylätroposfäärin lämpötilan, eikä paikallinen SST:n muutos, koska troposfäärin lämpötilojen oletetaan tasaantuvan tropiikin keskiarvoon. Tällöin siis paikallinen SST:n nousu johtaa termodynaamisen tehokkuuden kasvuun ja näin ollen syvän konvektion sekä PI:n kasvuun (Vecchi ja Soden 2007b). Tämä siis selittää trooppisten hirmumyrskyjen esiintymisen voimakkaamman riippuvuuden paikallisesta SST:n muutoksesta kuin tropiikin SST:n

keskiarvon muutoksesta. Vaikka PI on osittain empiirisesti määritetty ja muista tekijöistä johtuen (tuuliväanne, tuulettuminen, meren sekoittuminen ja myrskyjen liikkuminen) myrskyt harvoin saavuttavat potentiaalista voimakkuuttaan, on paikallisella PI:llä vahva korrelaatio trooppisten hirmumyrskyjen todellisten voimakkuuksien kanssa (Emanuel 2000).

Emanuel (2007) havainnollistaa termodynaamisen epätasapainon monimutkaisuutta. Tasapainotilassa syvemmän meren energiavuon sekoittuneeseen kerrokseen täytyy tasapainottaa merenpinnan energiavuo, eli

$$C_k \rho |V| (k_0^* - k) + F_{\uparrow} - F_{\downarrow} = F_{meri}, \quad (9)$$

jossa  $\rho$  on keskimääräinen ilmatiheys lähellä merenpintaa,  $V$  on keskipintatuulennopeus,  $F_{\uparrow}$  on nettopitkäaaltoasteily merenpinnalta,  $F_{\downarrow}$  on nettolyhytaaltoasteily mereen ja  $F_{meri}$  on merivirtojen ja veden sekoittumisen aiheuttama kokonaisenergiavuo meren sekoituskerrokseen tai toisin sanoen meren sekoituskerroksen lämmönvuon konvergenssi. Yhdistämällä yhtälöt (8) ja (9) entalpian termin avulla, saadaan

$$V_{\max}^2 = \frac{T_s - T_0}{T_0} \frac{F_{\downarrow} - F_{\uparrow} + F_{meri}}{C_D \rho(V)}. \quad (10)$$

Emanuelin (2007) mukaan pitkillä aikaväleillä voidaan olettaa, että meren sekoituskerros on termodynaamisessa tasapainossa ja näin ollen pitkillä aikaväleillä PI:hin vaikuttaa SST:n ja ulosvirtauslämpötilan muutokset, säteilyvuo merenpinnalla, keskipintatuulennopeus sekä meren energiavuot. Emanuel (2007) myös huomauttaa, kuinka tästä ilmenee, että pinnan ollessa säteilytasapainossa (ilman kasvihuoneilmiötä) ei trooppisia hirmumyrskyjä syntyisi. Tämän PI:n yhtälön muotoilun valossa PI:n suora riippuvuus SST:stä vaikuttaa heikolta, mutta pinnan säteilytase ja pintatuulennopeus vaikuttavat myös SST:hen, voimistaen näin korrelaatiota SST:n ja PI:n välillä.

### 3.2. Määrän kuvaamiseen ja ennustamiseen käytettävä indeksi

Trooppisten hirmumyrskyjen syntyyn on myös kehitetty enimmäkseen empiirisesti määritetty **syntypotentiaali-indeksi** (genesis potential index, GPI)

$$GPI \equiv \left| 10^5 \eta \right|^{3/2} \left( \frac{H}{50} \right)^3 \left( \frac{V_{max}}{70} \right)^3 (1 + 0.1 V_{shear})^{-2}, \quad (11)$$

jossa  $\eta$  on kokonaispyörteisyys 850 hPa:ssa ja  $V_{max}$  on PI. Emanuel ja Nolan (2004) käyttävät  $V_{shear}$ :na 850–200 hPa:n tuuliväännettä sekä suhteellista kosteutta  $H$  700 hPa:ssa. Emanuel ym. (2008) korvaavat suhteellisen kosteuden kyllästysvajeella. Dimensioton parametri kyllästysvaje kuvaa kostean entropian vajetta keskitroposfäärissä. **Kyllästysvaje** on

$$\chi = \frac{s_b - s_m}{s_0^* - s_b}, \quad (12)$$

jossa  $s_b$  on rajakerroksen kostea entropia ja  $s_m$  keskitroposfäärin kostea entropia (lähellä tasoa, jossa se saavuttaa miniminsä) sekä  $s_0^*$  on merenpinnan kyllästysentropia. Trooppisten hirmumyrskyjen esiintymisalueilla lämpötilavahete on lähes kostea-adiabaattinen, joten  $s_b$  on käytännössä  $s^*$ , joka on rajakerroksen yläpuolisen troposfäärin kyllästysentropia.

Emanuel (1994) määrittää kostean entropian

$$s \equiv c_p \ln T - R_d \ln p + \frac{L_v q}{T} - R_v q \ln H, \quad (13)$$

jossa  $c_p$  on lämpökapasiteetti vakioilmanpaineessa,  $T$  lämpötila,  $p$  paine,  $L_v$  höyrystymislämpö,  $q$  ominaiskosteus,  $R_d$  kuivan ilman kaasuvakio,  $R_v$  vesihöyryn kaasuvakio ja  $H$  suhteellinen kosteus. Kyseisessä yhtälössä on jätetty huomioimatta lämpökapasiteetin ja kaasuvakioiden riippuvuus vesisisällöstä.

Kyllästysvaje (12) kuvaa trooppisen hirmumyrskyn synnyn termodynaamista estoa. Kyllästysvaje siis kasvaa mitä kuivempi keskitroposfääri on, eli mitä suurempi kostean entropian vaje on keskitroposfäärissä ja osoittaa paljonko termodynaamista estoa on trooppisen hirmumyrskyn synnylle (Emanuel 2010). Siis viileämpi ja/tai kuivempi ympäristö suhteessa trooppiseen hirmumyrskyyn tuottaa suuremman kyllästysvajeen, erityisesti jos meren ja ilman välinen termodynaaminen epätasapaino on pieni. Nimittäjä määrittää ilma–meri termodynaamista epätasapainoa, joka on verrannollinen turbulenttiseen entalpiavuohon pinnalta ilmakehään pintatuulennopeuden ollessa vakio. Osoittaja on keskitroposfäärin ja pinnan entropian välinen ero. Emanuelin (2013) mukaan  $s_m$  on mahdollisesti paremmin määritettävissä kostean konvektiivisen kerroksen paineella painotettuna keskiarvona. Tällöin kyllästysvaje on aika, jossa pintavuot kyllästyttävät

troposfääriin suhteessa aikaan, jossa pintavuot saavat troposfääriin ja meren termodynaamiseen tasapainoon.

Emanuel (2010) muotoilee GPI:n uudelleen kyllästysvajetta käyttäen:

$$GPI \equiv |\eta|^3 \chi^{-4/3} \text{MAX} \left( (V_{\max} - 35 \text{ms}^{-1}), 0 \right)^2 \times (25 \text{ms}^{-1} + V_{\text{shear}})^{-4}, \quad (14)$$

jossa  $\eta$  on kokonaispyörteisyys 850 hPa:ssa,  $\chi$  on kyllästysvaje,  $V_{\max}$  on PI ja  $V_{\text{shear}}$  on 850–250 hPa:n tuuliväanne. GPI:lle on siis edullista suuri kokonaispyörteisyys, pieni kyllästysvaje, suuri PI sekä pieni tuuliväanne. Emanuel (2013) huomauttaa, että GPI menee nolnaan kun PI on  $35 \text{ms}^{-1}$  tai alle. Emanuelin (2008) mukaan, koska GPI sisältää potentiaalisen voimakkuuden korkeaan potenssiin korotettuna, viittaa tämä siihen että PI:lla on tärkeä rooli sekä trooppisten hirmumyrskyjen määrässä että voimakkuudessa. Emanuelin (2013) mukaan GPI, joka perustuu PI:hin, on fysikaalisemmin perusteltu, kuin SST:n kynnyksarvoon perustuvat empiirisemmät syntypotentiaali-indeksit. SST:n kynnyksarvoon perustuvat indeksit ovatkin ilmastonmuutoksen mallisimulaatioissa tuottaneet trooppisten hirmumyrskyjen määrän epärealistista nousua. Tangin ja Emanuelin (2012) mukaan trooppisen hirmumyrskyn syklogeneesissä tärkein tekijä on keskitroposfääriin kosteus, eli pieni kyllästysvaje. Tätä puoltaa se, että syklogeneesi vaatii syvän kerroksen kyllästymisen. Kuitenkin trooppisten hirmumyrskyjen syntyyn liittyvä teoria on vielä vajavaista eikä vielä tiedetä kaikkia siihen vaikuttavia tekijöitä.

### 3.3. Tuhoisuuden kuvaamiseen ja ennustamiseen käytettävä indeksi

Tutkittaessa trooppisten hirmumyrskyjen potentiaalista tuhoisuutta on arvioitu, että rahallinen menetys kasvaa suunnilleen tuulenopeuden kuutiona (Southern 1979). Emanuelin (2005) määrittelee tämän perusteella kokonaisdissipaatiotehon (power dissipation, PD), joka integroidaan myrskyn vaikutuspinta-alan ja eliniän yli

$$PD = 2 \pi \int_0^{\tau} \int_0^{r_0} C_D \rho V^3 r dr dt, \quad (15)$$

jossa  $C_D$  on liikemäärän vaihtokerroin,  $\rho$  ilman tiheys pinnalla,  $V$  pintatuulen suuruus sekä integraalit otetaan myrskyn säteen  $r_0$  ja eliniän  $\tau$  yli. PD on kokonaisdissipaatioteho myrskyn elinaikana. Menneiden myrskyjen sädettä on vaikea arvioida saatavista aineistoista, eikä

säteen vaihtelulla ole todettu olevan merkitystä maksimipintatuuliin. Emanuel (2005) toteaa voimakkaiden tuulennopeuksien olevan merkittävin tekijä yhtälössä (15). Myös  $C_D\rho$  määrätään vakioksi. Emanuel (2005) määrittää integroidun dissipaatiotehoindeksin (PDI), joka kuvaa trooppisen hirmumyrskyn kokonaisenergian kulutusta tai toisin sanoen trooppisen hirmumyrskyn kineettisen energian tuottoa.

$$PDI \equiv \int_0^{\tau} V_{max}^3 dt, \quad (16)$$

jossa  $V_{max}$  on pintatuulen maksiminopeus ja  $\tau$  trooppisen hirmumyrskyn elinikä. Integraali yli jokaisen myrskyn eliniän pintatuulen maksiminopeuden kuutiosta myös kerrytetään vuoden yli. Emanuelin (2007) mukaan integraali ottaa huomioon enemmän aineistoa huomioidessaan koko trooppisen hirmumyrskyn eliniän sekä tasoittaa satunnaismittausvirheet ja suuren amplitudin poikkeamat. Vuoden kertymänä PDI riippuu myrskyjen voimakkuudesta, eliniästä ja määrästä. Maksimipintatuulen nopeuden nostaessa herkästi tuhoisuutta, on ilmeistä, että kaikkein voimakkaimmat trooppiset hirmumyrskyt vastaavat suurimmasta osasta trooppisten hirmumyrskyjen aiheuttamista tuhoista. Bell ym. (2000) ovat kehittäneet vastaavanlaisen indeksin, energian yksiköissä olevan Accumulated Cyclone Energy (ACE), jossa 6 tunnin maksimituulennopeuksien neliöiden summat integroidaan keston yli ja kerrytetään vuoden yli. Näin ollen ACE vastaa trooppisen hirmumyrskyn kineettistä energiaa.

### 3.4. Tekijät, jotka estävät myrskyjen syntyä tai myrskyjä saavuttamasta potentiaalista voimakkuuttaan

Ympäristön tuuliväänteen on todettu estävän yleisesti trooppisen hirmumyrskyn syntyä sekä jo syntyneen pyörteen kehitystä ja kestoja, jos tuuliväänteen on voimakas (McBride ja Zehr 1981, Tory ym. 2007). Tosin barokliinisessä ympäristössä heikko tuuliväänteen voi jopa edistää trooppisen hirmumyrskyn syntyä tehostamalla synoptisen mittakaavan nousuliikettä (Bracken ja Bosart 2000). Trooppisia hirmumyrskyjä estää saavuttamasta potentiaalista voimakkuuttaan meren sekoittuminen ja myrskyjen liikkuminen.

#### 3.4.1. Tuuletusindeksi

Tangin ja Emanuelin (2012) mukaan tuuliväänteen voi estää trooppisten hirmumyrskyjen syntyä ja voimistumista tuulettamalla alkavaan häiriöön kylmempää ja kuivempaa ilmaa, eli

ilmaa, jonka entropia on matala. Tämä tuuletus tapahtuu, kun tuuliväanne aiheuttaa pyörrehäiriön ytimen kallistumisen ja synnyttää konvektiivisia epäsymmetrioita, jotka molemmat synnyttävät mesoskaalan pyörteitä. Nämä pyörteet kuljettavat häiriöön keskitroposfääriin matalan entropian ilmaa, joka sekoittuu ytimeen ja pakottaa nousuvirtaukset yläpuolelleen. Myös sadeveden haihtumisen aiheuttama viileneminen aiheuttaa konvektiivisia laskuvirtauksia, jotka tuovat keskitroposfääriin matalan entropian ilmaa rajakerrokseen, josta se päättyy trooppisen hirmumyrskyn sisäänvirtaukseen. Tangin ja Emanuelin (2012) kehittämä tuuletusindeksi kuvaa pystysuuntaisen tuuliväanteen aiheuttaman tuuletuksen vaikutusta trooppisten hirmumyrskyjen syntyyn ja voimakkuuteen. Eli **tuuletusindeksi** on

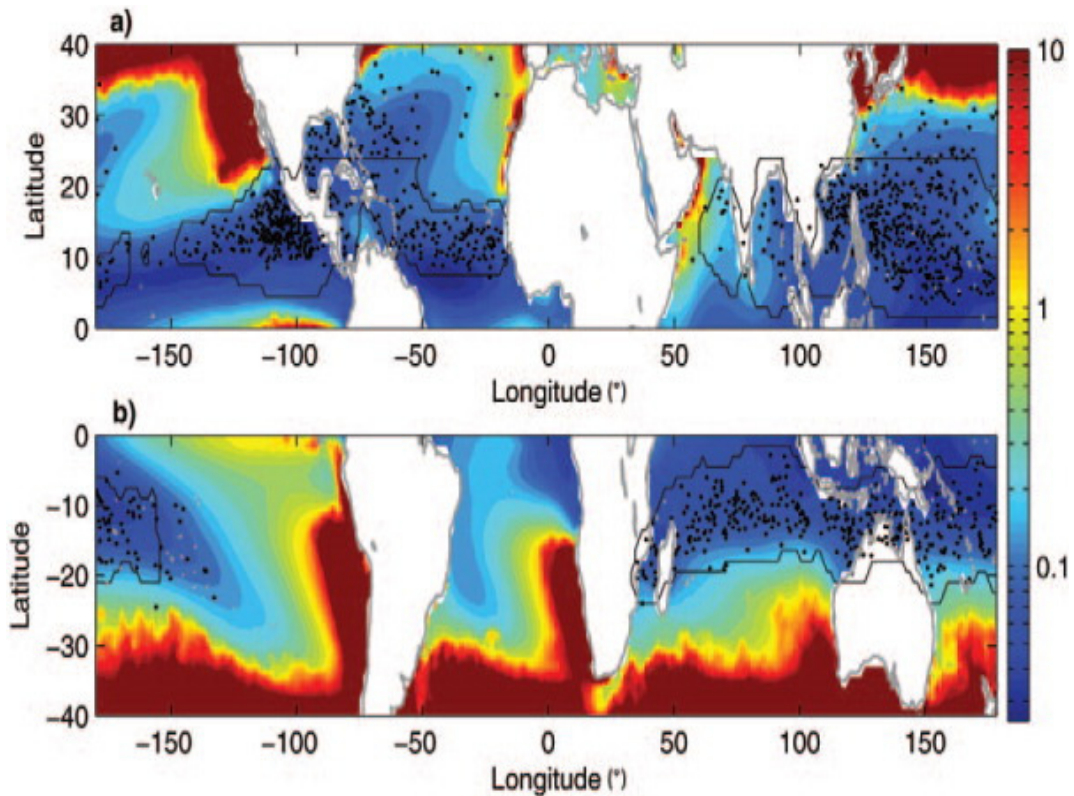
$$\Lambda = \frac{u_{shear} \chi}{PI}, \quad (17)$$

jossa  $u_{shear} = |u_{850} - u_{200}|$  on ympäristön 850–200 hPa:n, eli kahden tason avulla arvioitu tuuliväanne sekä  $\chi$  on kyllästysvaje (12) ja  $PI$  potentiaalinen voimakkuus (8).

Tuuliväanteen aiheuttamat rakenteelliset muutokset yhdessä kyllästysvajeen kanssa aiheuttavat matalan entropian ilman pääsyn trooppiseen hirmumyrskyyn. Tämä osittain kumooa pintavoiden energian syöttöä tuhoamalla potentiaalienergiaa, joka voisi muuttua mekaaniseksi energiaksi. Toisaalta suurempi  $PI$  ja näin ollen suurempien pintavoiden synnyttämä voimakkaampi energian syöttö voivat heikentää tuuletuksen vaikutusta. Eli tuuletusindeksiä kasvattaa tuuliväanne ja kyllästysvaje sekä pienentää  $PI$ . Jos tuuletus ylittää pintavoiden suuruuden, alkaa trooppinen hirmumyrsky heikentyä.

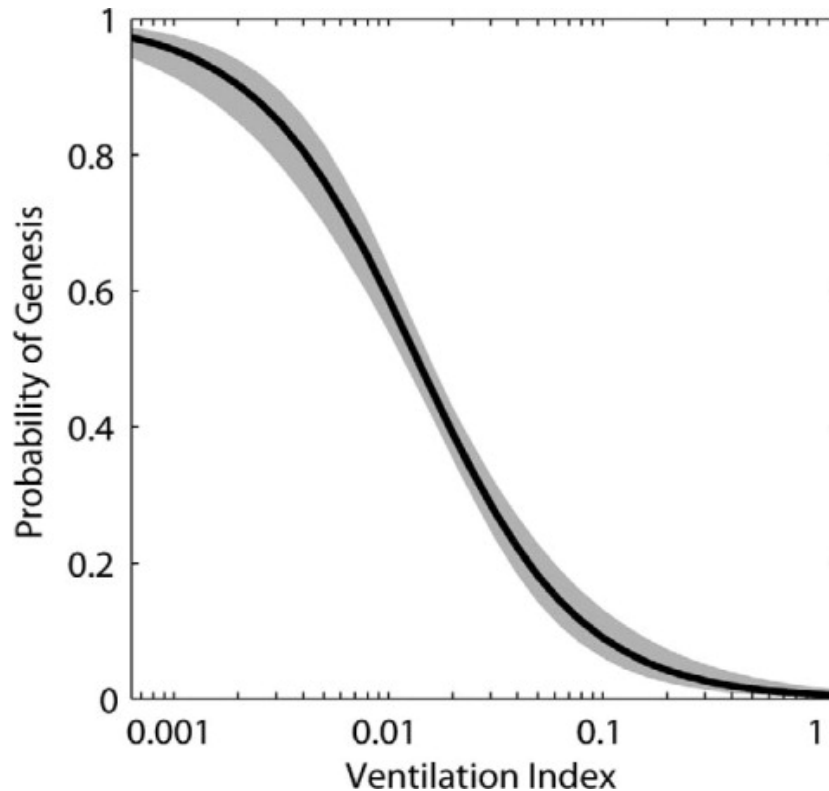
Kuvasta 2 nähdään, että syklogeneesi tapahtuu alueilla, joissa kauden keskimääräinen tuuletusindeksi on pieni. Poikkeuksena on tosin päiväntasaaja, jossa syntyä rajoittaa pieni coriolisparametri. Myös trooppiin alueelliset tuuletusindeksin maksimit vastaavat syntytiheyden minimejä esim. Karibianmeren keskiosissa ja Arabianmeren länsiosissa.

Kuvasta 3 nähdään, että synnyn todennäköisyys korreloi vahvasti häiriön keskimääräisen tuuletusindeksin kanssa. Tuuletusindeksillä on paljon yhteistä GPI:n kanssa, sillä molemmat yhdistävät dynaamisia ja termodynaamisia tekijöitä. Myös muita vastaavanlaisia indeksejä on kehitetty. Esimerkiksi Rappin ym. (2010) ovat kehittäneet itämisajalle empiirisen indeksin, jonka avulla on määritetty myös itämisajan kynnsarvo syklogeneesille.



Kuva 2. a) Tangin ja Emanuelin (2012) määrittämä tuuletusindeksi logaritmisella asteikolla pohjoiselle pallonpuoliskolle (heinäkuu–lokakuu) ja b) eteläiselle pallonpuoliskolle (joulukuu–maaliskuu) vuosien 1990–2009 keskiarvona. Mustat pisteet edustavat saman ajanjakson trooppisten syklonien syntyalueita. Musta rajauserottaa trooppisten syklonien tärkeimpiä syntyalueita, jotka ovat 25° leveyspiiriltä päiväntasaajalle päin. (Tang ja Emanuel 2012)

Tang ja Emanuel (2012) löytävät myös trooppisten hirmumyrskyjen voimistumiselle tuuletusindeksin kynnsarvon, joka on n. 0.1. Trooppisten hirmumyrskyjen voimistumista havaitaan pienemmillä tuuletusindekseillä ja heikentymistä suuremmilla tuuletusindekseillä. Pystysuuntaisen tuuliväänteen aiheuttaman trooppisten hirmumyrskyjen heikentymisen syistä on monia teorioita, joten syyt ovat vielä epävarmoja. Tangin ja Emanuelin (2012) mukaan tuuletusindeksi on tärkeämpänä tekijänä itäisen Tyynenmeren trooppisissa hirmumyrskyissä estämässä niiden kehitystä kuin muiden valtamerialtaiden trooppisissa hirmumyrskyissä.



*Kuva 3. Tangin ja Emanuelin (2012) määrittämä trooppisten syklonien synnyn todennäköisyys suhteessa keskimääräiseen tuuletusindeksiin häiriön elinaikana logistisella regressiomallilla. Harmaa alue vastaa synnyn todennäköisyyden 95 %:n luottamusväliä. (Tang ja Emanuel 2012)*

#### 3.4.2. Meren sekoittuminen

Trooppiset hirmumyrskyt aiheuttavat voimakasta meren pintakerroksen sekoittumista, joka johtaa voimakkaaseen pinnan viilenemiseen, eli SST:n laskuun useammalla celsius-asteella. Pystysekoittumisen lisäksi merenpinnan viilenemiseen vaikuttaa myös hitaasti liikkuvissa trooppisissa hirmumyrskyissä pystysuuntainen advektio. Viileneminen tuottaa negatiivisen palautteen trooppisen hirmumyrskyn voimakkuuteen, kun entalpiavuot merestä ilmaan vähenevät myrskyn alla. Mitä voimakkaampi trooppinen hirmumyrsky on, sen voimakkaampaa on myös sekoittuminen ja merenpinnan viileneminen. Vincentin ym. (2014) mukaan merenpinnan viilenemiseen vaikuttaa trooppisen hirmumyrskyn voimakkuuden lisäksi myös merenpinnan alainen kerrostuminen. Matala pintakerros ja/tai erittäin kerrostunut termokliini voivat olla haitallisia trooppisen hirmumyrskyn potentiaaliselle voimakkuudelle. Trooppisen hirmumyrskyn aiheuttama sekoittuminen myös syventää pintakerrosta useampia kymmeniä metrejä.



Emanuelin (2008) mukaan trooppisen hirmumyrskyn sekoittaessa merta myrsky aiheuttaa sekoittuneen pintakerroksen pohjaan merivirtoja, joiden pystyväänne saa aikaan turbulenssia, joka taas sekoittaa kylmemmän termokliinin vettä sekoittuneeseen pintakerrokseen. Tämä sekä viilentää merenpintaa trooppisen hirmumyrskyn radalla että lämmittää ylemmän termokliinin. Vesipatsaan kokonaisentalpia ei siis muutu, vain entalpien pystyjakauma muuttuu. Pinnan kylmä anomalia häviää n. 10 päivässä, kun turbulenttinen entalpiavuo ilmakehään vähenee. Tähän liittyy vesipatsaan kokonaisentalpien kasvu meressä. Trooppisten hirmumyrskyjen käynnistämisen aiheuttama meren pintakerroksen lämpeneminen kulkeutuu suurimmaksi osaksi korkeammille leveyspiireille. Emanuelin (2008) mukaan näin ollen trooppiset hirmumyrskyt vaikuttavat termohaliiniseen kiertoliikkeeseen ja trooppisilla hirmumyrskyillä on oma roolinsa lämmönsiirtäjinä globaalissa ilmastojärjestelmässä.

### 3.4.3. Myrskyjen liikkuminen

Trooppiset hirmumyrskyt kulkeutuvat pääsääntöisesti ympäristön virtauksen mukana yleensä n. 2–10 ms<sup>-1</sup>:n nopeudella. Pohjois-Atlantilla ja pohjoisen Tyynenmeren itäosissa liikkumiseen vaikuttaa useimmiten itäiset pasaatituulet sekä Afrikan itäaallot. Intian valtamerellä ja läntisellä Tyynellämerellä liikkumiseen vaikuttavat enemmän monsuunien solat ja intertrooppisen konvergenssivyöhykkeen (ITCZ) sijainti. Ympäristön virtaus riippuu myös vahvasti subtrooppisten korkeapaineiden sijainnista ja voimakkuudesta. Korkeammille leveyspiireille ajautuessaan trooppinen hirmumyrsky voi liikkua läntisen perusvirtauksen mukana.

Liikesuuntaa muuttavat trooppisen hirmumyrskyn planetaarisen pyörteisyyden advektion synnyttämät ns. beta-pyörteet. Kun kiertoliike trooppisen hirmumyrskyn ympärillä advektoi ilmaa länsipuolella päiväntasaajalle päin ja itäpuolella navoille päin, johtaa se lännessä ilman syklonaaliseen ja idässä antisyklonaaliseen pyörteisyyteen. Näin ollen trooppiset hirmumyrskyt advektoituvat siten, että ne ajautuvat navoille ja länteen päin perusvirtaukseen nähden (ns. beta-advektio) n. 2 ms<sup>-1</sup>:n nopeudella (Emanuel 2003). Maan tai kylmemmän meriveden ylle ajautuessaan trooppinen hirmumyrsky menettää lämpimästä merestä saatavan energian ja maan päällä lisääntynyt kitka kuluttaa sen kineettistä energiaa. Näistä syistä trooppinen hirmumyrsky alkaa dissipoitua.

## 4. Mallisimulaatioiden käyttö tutkittaessa ilmastonmuutoksen vaikutusta trooppisiin hirmumyrskyihin

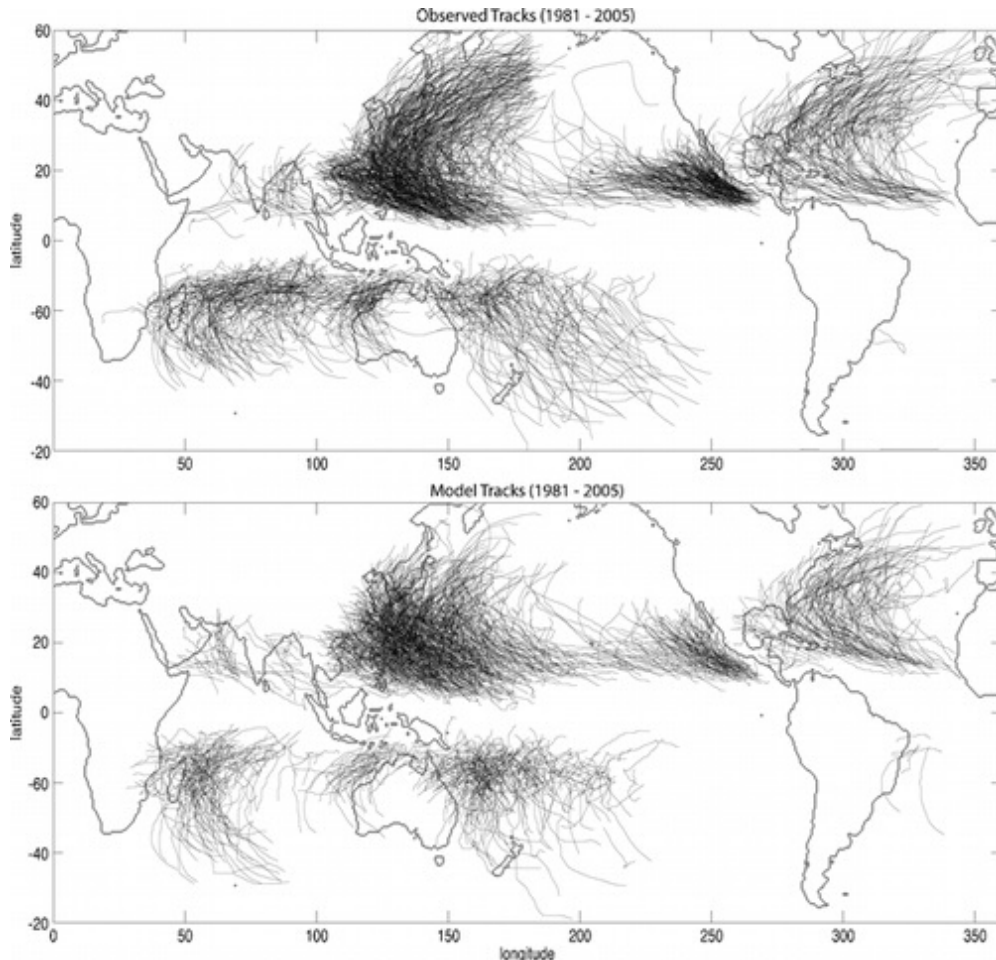
---

Yksi tapa simuloida ilmastonmuutoksen vaikutusta trooppisiin hirmumyrskyihin malleilla, on poimia suoraan globaaleista ilmastomalleista selkeitä trooppisia hirmumyrskyjä ja seurata niiden muutoksia ilmastonmuutoksen myötä. Vuorovaikutusten vuoksi mallintamiseen tarvitaan globaali valtameri-ilmakehämalli. Roberts ym. (2013) mukaan näissä malleissa on tosin usein merkittäviä perustilan systemaattisia virheitä sekä ilmakehässä että valtameressä. Malleja joudutaan myös ajamaan melko karkealla resoluutiolla niiden monimutkaisuuden ja pitkän tasapainottumisajan vuoksi. Emanuelin (2011) mukaan tässäkin metodissa on hyötyä korkeasta horisontaalisesta resoluutiosta. Nykyisellään nimittäin tärkeää silmän aluetta ei saada vielä mallinnettua. Sen lisäksi myös tuulennopeuden maksimiarvo jää alhaiseksi puutteellisen horisontaalisen resoluution vuoksi. Myös trooppisten hirmumyrskyjen määrä jää havaittua pienemmäksi, sekä määrän simuloinnissa on myös paljon alueellisia eroja. Emanuelin (2013) mukaan simuloitu määrä on noin käänteisesti verrannollinen mallin horisontaaliseen resoluutioon. Trooppiset hirmumyrskyt myös leviävät horisontaalisesti laaja-alaisemmiksi matalalla resoluutiolla sekä niiden ratojen simuloinnissa on puutteita (Camargo 2013b). Murakamin ym. (2012) mukaan voimakkaimpien trooppisten hirmumyrskyjen simulaatio vaatii n. 20 km:n resoluution. Rotunno ym. (2009) ehdottavat, että malleissa tarvittava hilaväli olisi jopa alle 1 km. Resoluution lisäksi mallien keskenään eroaviin tuloksiin vaikuttaa mallin fysiikan parametrisointi ja dynaaminen ydin. Toryn ym. (2013) mukaan trooppisilla hirmumyrskyillä on myös pidempi elinikä malleissa kuin luonnossa johtuen mallien resoluution ja fysiikan puutteista. Murakamin ym. (2012) mukaan mallisimuloinnit eivät vaikuta olevan riippuvaisia konvektion parametrisoinnista ja Walshin ym. (2013) mukaan konvektion parametrisoinnin tarve vähenee resoluution kasvaessa, kun konvektiiviset prosessit saadaan simuloitua eksplisiittisesti. Korkeamman resoluution mallit mallintavat Roberts ym. (2013) mukaan myös Afrikan itäaallot suuremmilla pyörteisyyden arvoilla, parantaen siis myös mahdollisen alkuhäiriön mallinnusta.

Matalan resoluution ilmastomalleja edustavat usein käytetyt Coupled Model Intercomparison Project -hankkeen vaiheiden 3 (CMIP3) ja 5 (CMIP5) mallit. Vaikka resoluutio on parantunut CMIP3 -malleista CMIP5 -malleihin, joista silti yhä useimmilla on yli 100 km:n horisontaalinen resoluutio, ei trooppisten hirmumyrskyjen määrän simulaatio ole yleisesti Camargon (2013b) mukaan paljoa parantunut. Emanuelin (2013) mukaan ongelmana on myös näiden mallien tulosten analysoinnissa yhden yleisesti käytössä olevan trooppisten hirmumyrskyjen havaitsemiseen käytettävän algoritmin puuttuminen.

Toinen tapa simuloida ilmastonmuutoksen vaikutusta trooppisiin hirmumyrskyihin malleilla, on käyttää tilastollisia menetelmiä. Niissä tutkitaan uusanalyysien tai ilmastomallien aineistosta joitakin tunnettuja laaja-alaisia olosuhteita kuvaavia muuttujia, jotka osataan yhdistää trooppisten hirmumyrskyjen syklogeneesiin ja näin selvitetään ilmastonmuutoksen vaikutusta trooppisten hirmumyrskyjen esiintymiseen. Emanuelin (2013) mukaan nämä tilastolliset tekijät (esim. SST ja GPI:t) voidaan yhdistää vain trooppisten hirmumyrskyjen syntyyn ja määrään. Niillä ei siis saada tietoa trooppisten hirmumyrskyjen mahdollisista voimakkuuden, tuhoisuuden tai sademäärän muutoksista. Emanuelin (2013) mukaan hyötynä tässä menetelmässä on kuitenkin sen vahva empiirinen perusta.

Vielä yksi tapa määrittää ilmastonmuutoksen vaikutusta trooppisiin hirmumyrskyihin mallisimulaatioilla on dynaaminen alasskaalaus (dynamical downscaling). Tässä menetelmässä uusanalyysien ja ilmastomallien aineistosta saadaan reunaehdot korkean resoluution malleille. Eli korkean resoluution mallia käytetään pienemmällä alueella, jotta mallisimulaatiosta saadaan realistisempi. Emanuelin (2011) mukaan tämä menetelmä on osoittautunut tarkaksi mallinnettaessa havaittua trooppisten hirmumyrskyjen klimatologiaa vuosilta 1980–2006, erityisesti Pohjois-Atlantilla, jonka alueella trooppisten hirmumyrskyjen mallisimulaatio on ollut yleisesti haastavampaa kuin muualla. Emanuelin (2011) mukaan jopa 14 km:n hilavälin globaaliin ilmastomalliajoon pohjautuva dynaaminen alasskaalaus parantaa vielä merkittävästi voimakkaimpien trooppisten hirmumyrskyjen mallintamista globaalin mallin tuloksiin verrattuna. Huomattavissa on myös, että CMIP5-mallien alasskaalaus tuottaa parempia tuloksia kuin CMIP3-mallien alasskaalaus. Emanuelin (2013) mukaan alasskaalauksen selkeä etu on korkean resoluution mahdollistama trooppisen hirmumyrskyn silmän alueen mallinnus, jolloin mallisimulaation trooppinen hirmumyrsky voi saavuttaa todellisen voimakkuuden. Tässä menetelmässä puutteellista on se, että palautetta myrskyn vaikutuksesta ilmastoon ei saada simuloitua sekä se, että ilmasto- ja korkean resoluution mallien fysiikka ei välttämättä ole yhteensopiva (Emanuel 2013).



Kuva 4. Ylhäällä havaitut ja alhaalla malleilla simuloitut trooppisten syklonien radat vuosilta 1981–2005. Mallisimulaatioon on käytetty korkean horisontaalisen resoluution (50 km:n) dynaamista mallia, eli Geophysical Fluid Dynamics Laboratoryn (GFDL) High Resolution Atmospheric Modelia (HIRAM), joka on pakotettu havaitulla SST:llä. Malli suoriutuu hyvin trooppisten syklonien klimatologian ja myrskyratojen globaalin jakauman simuloinnista. (Zhao ym. 2009)

Emanuelin (2013) mukaan yhtään näistä malleista tai menetelmistä ei ole testattu todellisella globaalilla ilmastonmuutoksella, vaan mallit ja menetelmät on kehitetty ja testattu alueellisilla vaihteluilla ja tämä on syytä pitää mielessä tuloksia tarkasteltaessa. Yleensä simuloinneista myös puuttuu meren sekoittuminen. Emanuelin ym. (2013) mukaan mallit myös yleensä aliarvioivat Pohjois-Atlantin alueella arvioidun tropopausin/alastratosfäärin viilenemisen (kts. luku 5.1.4.) vuosina 1979–2011 ja tuottavat näin ollen liian pieniä muutoksia Pohjois-Atlantin trooppisissa hirmumyrskyissä.

# 5. Ilmastonmuutoksen vaikutus trooppisiin hirmumyrskyihin teorioiden ja mallisimulaatioiden mukaan

---

## 5.1. Vaikutus voimakkuuteen

Ilmastonmuutoksen vaikutusta trooppisten hirmumyrskyjen voimakkuuteen tarkastellaan tässä luvussa ensin potentiaalisen voimakkuuden (yhtälöt 8 ja 10) havaintojen avulla ja sitten mallisimulaatiotulosten avulla.

### 5.1.1. Merenpinnan lämpötilan nousun vaikutus trooppisiin hirmumyrskyihin

SST:n on havaittu nousseen suurimmassa osassa trooppisten hirmumyrskyjen syntyalueita useammalla celsiusen kymmenesosalla viimeisten vuosikymmenten aikana. Tästä noususta suurin osa on aiheutunut kasvihuonekaasujen aiheuttamasta ilmastonmuutoksesta. Roberts ym. (2013) tutkivat 20 mallin tuloksia, joissa on lisätty 2 K:n nousu Hadley Centren SST:n aineistoon. Roberts ym. (2013) korostavat, että SST on vain merkki ilmaston tilasta, ei ilmastoa ajava pakote. Näin ollen SST:n kasvulla pakotetuissa mallisimulaatioissa voidaan lähinnä tutkia mallien herkkyyttä SST:n muutoksille. Palménin (1948) esittämä (ja luvussa 2.1. tarkennettu) SST:n n. 26 °C:n kynnyсарvo on ehtona trooppisen hirmumyrskyn synnylle nykyilmastossa ja näin ollen SST vaikuttaa trooppisten hirmumyrskyjen syntyalueisiin ja klimatologiaan. Roberts ym. (2013) mukaan on myös havaittu, että eri syntyalueiden trooppisilla hirmumyrskyillä on eri ominaisuuksia. Tämä viittaa siihen, että mahdollinen syntyalueiden muutos SST:n muutoksen aiheuttamana tulee vaikuttamaan myös trooppisten hirmumyrskyjen ominaisuuksiin. Daren ja McBriden (2011) mukaan SST:n kynnyсарvo riippuu vallitsevasta ilmastosta, joten ilmaston ja SST:n lämmitessä trooppisten hirmumyrskyjen syklogeneesin vaatima SST:n kynnyсарvo tulee nousemaan. Roberts ym. (2013) mukaan SST:n vaihtelu mallisimulaatioissa on osoittanut trooppisten hirmumyrskyjen muutosten olevan hyvin herkkiä SST:lle. Tämä on selvää myös luonnollisten vaihteluiden (ENSO, AMM, AMO, suhteellinen SST, joita käsiteltiin luvuissa 2.2. ja 3.1.) aiheuttaman SST:n vaihtelun vaikutuksista trooppisten hirmumyrskyjen klimatologiaan. Toisaalta on myös mahdollista, kuten luvussa 2.2. mainitaan, että jokin muu pakote aiheuttaa sekä SST:n vaihtelun että kyseiset luonnolliset vaihtelut.

SST:n kasvulla pakotetut ilmakehämallisimulaatiot, joissa SST kasvaa ilman sen muuttumista yhdessä pintatuulen, pinnan säteilyvoiden ja meren lämmönvoiden kanssa, saattavat olla epäluotettavia (kts. luku 5.1.4). Myös eri aineistojen havaitun SST:n arviot voivat tuottaa keskenään eroavia tuloksia. Eri SST:n aineistojen on havaittu vaikuttavan ainakin Pohjois-Atlantin trooppisten hirmumyrskyjen määrän ja Yhdysvaltojen ylle ajautuvien trooppisten hirmumyrskyjen suhteeseen (Villarini ym. 2012). SST:n nousun lisäksi myös merenpinnan alla lämpötila nousee, mikä vähentää sekoittumisen negatiivista palautetta trooppisen hirmumyrskyn voimakkuuteen.

Globaalilla SST:n kasvulla on monia vaikutuksia trooppisiin hirmumyrskyihin, kuten mm. PI:n yhtälöt (8) ja (10) sekä GPI (14) osoittavat. SST:n paikallinen kasvu suurentaa PI:tä paikallisesti, mutta nostaessaan tropiikkiin SST:n keskiarvoa heikentää PI:tä muualla, koska ylätroposfäärin lämpötila määräytyy tropiikkiin SST:n keskiarvon mukaan (luku 3.1.). Vecchin ja Sodenin (2007a) mukaan näin ollen paikallinen SST:n muutos vaikuttaa paikallisesti PI:hin tehokkaammin kuin samansuuruinen ilmastonmuutoksen aiheuttama globaali SST:n muutos. Kuten aiemmin mainittu, paikallisia SST:n muutoksia aiheuttavat mahdollisesti myös monet luonnolliset vaihtelut (luku 2.2.), joiden käyttäytymistä ilmaston muuttuessa ei tiedetä. Roberts ym. (2013) mukaan kun pelkkää SST:tä kasvatetaan muiden muuttujien ollessa vakioita staattinen stabiilisuus kasvaa ylätroposfäärin lämmitessä alatroposfääriä nopeammin. Kun troposfäärin lämpötilavähetteen oletetaan pysyvän tropiikissa suunnilleen kostea-adiabaattisena, odotetaan trooppisen ylemmän troposfäärin lämpenevän n. 2 kertaa nopeammin kuin alatroposfäärin.

#### 5.1.2. Säteilypakoteskenaariot

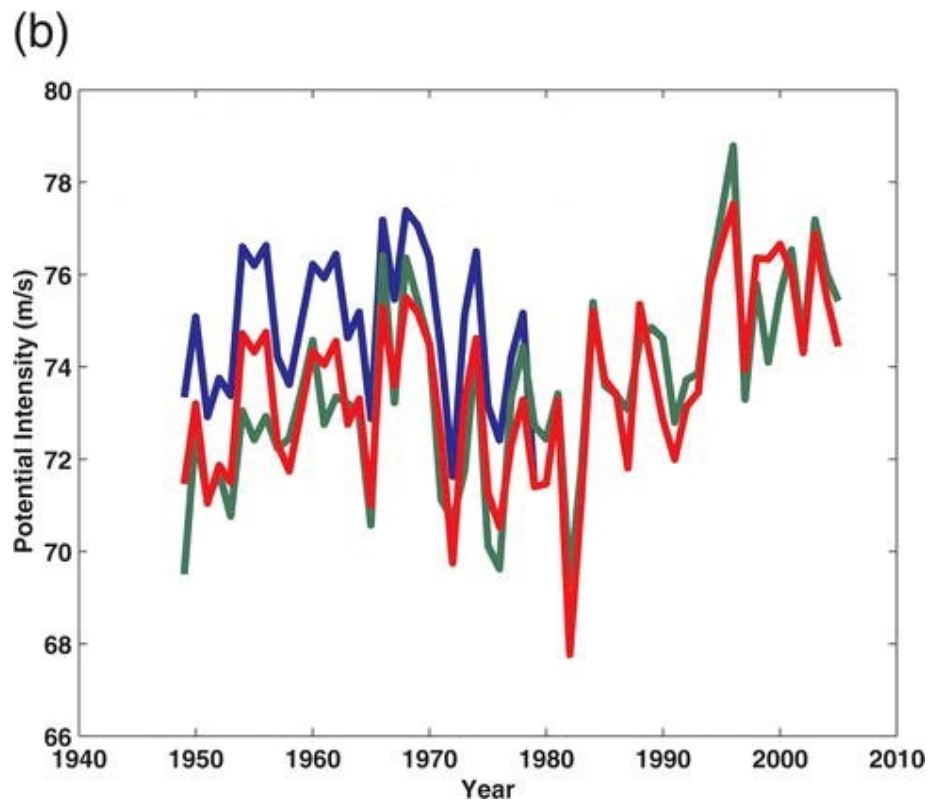
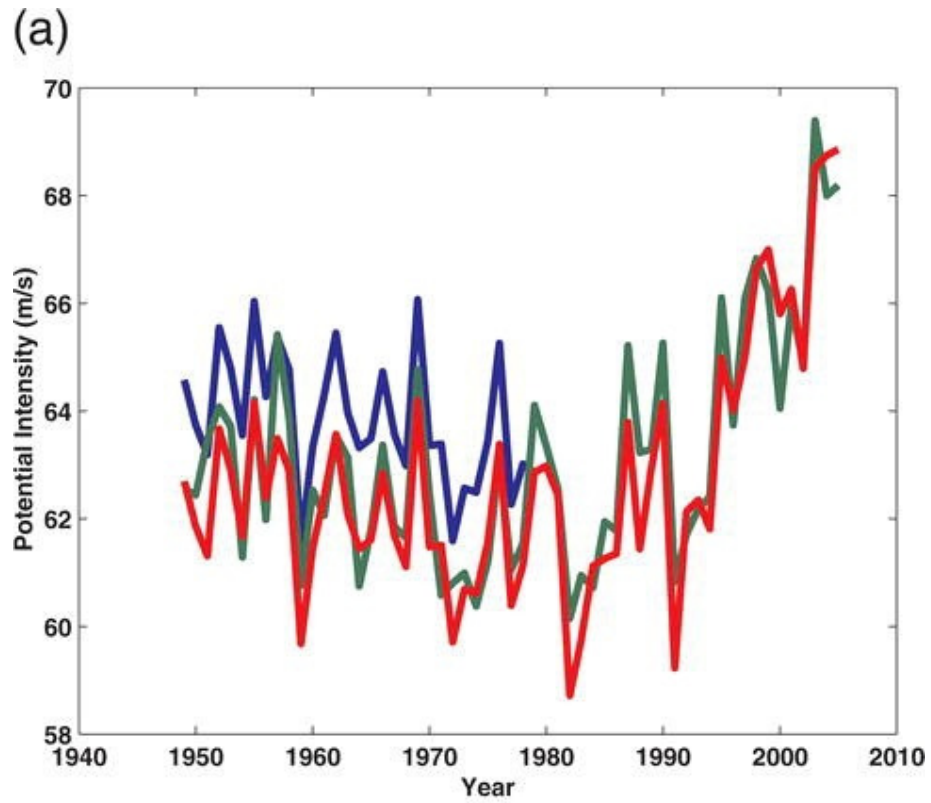
Monissa ilmakehämallisimulaatioissa käytetään SST:n 2 K:n nousua, joka on verraten heikko pakote, vastaten n.  $4.5 \text{ Wm}^{-2}$ :n säteilypakoteskenaariota vuodelle 2100. Suurin CMIP5-vertailun ilmastosimulaatioissa käytettävä säteilypakoteskenaario on  $8.5 \text{ Wm}^{-2}$ . Villarinin ja Vecchin (2012) mukaan  $8.5 \text{ Wm}^{-2}$ :n säteilypakotteella keskimääräinen SST:n nousu on n. 3–3.5 K vuoteen 2100 mennessä. Säteilypakotteet sisältävät kasviuonekaasujen, aerosolien ja otsonin pakotteet. Villarinin ja Vecchin (2012) mukaan epävarmuustekijöitä säteilypakotteen suhteen ovat tulevan säteilypakotteen muutokset sekä niiden vaikutus ilmastoon. Kasviuonekaasujen (esim. hiilidioksidi) pitoisuuksien nousu nostaa SST:tä, koska suuremmat pitoisuudet vähentävät nettolämpösäteilyä meren pinnasta, sillä kasviuonekaasut absorboivat pinnan lämpösäteilyä. Tätä käsitellään tarkemmin luvuissa 5.1.4., 5.2.5., 5.4.1. ja 5.4.2.

### 5.1.3. Havaitut potentiaalisen voimakkuuden muutokset

Emanuelin (2007) mukaan PI on noussut 1970-luvulta n. 10 % Atlantilla ja n. 6 % pohjoisen Tyynenmeren länsiosissa (kuva 5), kun samaan aikaan SST nousi vain 0.6 °C ja 0.4 °C vastaavilla alueilla. Emanuel (2007) arvioi PI:n (10) nousun johtuneen pääasiallisesti kokonaissäteilyvuon kasvusta mereen ja tropopaussin lämpötilan laskusta, mutta myös osittain tropiikin pintatuulennopeuden laskusta. Voimakkaimpien trooppisten syklonien voimakkuuden on havaittu globaalisti kasvaneen, mutta ei tiedetä vaikuttaako tähän kasvuun enemmän luonnolliset vaihtelut vai ilmastonmuutos (Knutson ym. 2010).

Emanuelin ym. (2013) mukaan viimeisten vuosikymmenten ajalta havaittuun PI:n nousuun Atlantilla vaikuttaa tropiikin tropopaussin viileneminen ja näin ollen trooppisten hirmumyrskyjen ulosvirtauslämpötilan lasku. Viilenemistä aiheuttaa otsonikato ja muutokset stratosfääriin Brewer-Dobson-kiertoliikkeessä. Brewer-Dobson-kiertoliike ja siihen liittyvä adiabaattinen viileneminen saattavat voimistaa ilmaston lämmitessä. Myös otsonikato voimistuu kyseisen kiertoliikkeen voimistuessa, kun vähäisen otsonipitoisuuden ilmaa pääsee troposfääristä stratosfääriin. Lisäksi tulivuorenpurkaukset viilentävät alastratosfääriä, kun vulkaaniset aerosolit säteilylämmittävät sitä ensin, mutta myöhemmin vulkaanisten aerosolien synnyttämä otsonikato vaikuttaa viilentävästi. Emanuel ym. (2013) havaitsivat aineistosta tulivuortenpurkausten aiheuttaman hetkellisen lämpötilan nousun vuosina 1982 (El Chichón) ja 1991 (Mt. Pinatubo). Tropiikin alastratosfääriin lämpötilan lasku on havaittu voimakkaimpana Pohjois-Atlantilla, joten näin ollen trooppisten hirmumyrskyjen ulosvirtauslämpötilan laskun tulisi olla voimakkainta Atlantilla. On myös havaittu voimakas gradientti ylätroposfääriin lämpenemisestä viilenemiseen läpi tropiikin tropopaussin. Emanuelin ym. (2013) mukaan sekä termodynaamisen tehokkuuden että yhtälössä (8) olevan entalpiatermin, joka kuvaa merenpinnan ja rajakerroksen välisen termodynaamisen epätasapainon suuruutta, vaihtelevuus vaikuttaa trooppisiin hirmumyrskyihin enemmän Pohjois-Atlantilla kuin muualla.

Emanuelin ym. (2013) mukaan viimeisten 30 vuoden ajalta Pohjois-Atlantin PI:n noususta vastaa 56 %:sti termodynaaminen tehokkuus, eli SST:n ja ulosvirtauslämpötilan välinen ero, ja lopusta merenpinnan ja rajakerroksen termodynaamisen epätasapainon nousu, eli entalpioiden ero yhtälössä (8). Emanuelin ym. (2013) mukaan SST:n nousu vastaa vain 7 %:sta termodynaamisen tehokkuuden kasvussa ja loput eli suurin osa johtuu ulosvirtauslämpötilan laskusta. Emanuelin ym. (2013) mukaan SST:n noustessa, ilmapaketti myös pääsee nousemaan korkeammalle troposfäärissä kokiessaan voimakkaampaa



Kuva 5. PI:n aikasarjat vuosille 1949–2007 a) Atlantilla ja b) pohjoisen Tyynenmeren länsiosissa. PI on laskettu kolmella eri tavalla PI:n teorioiden avulla NCEP:in uusanalyysiaineistosta. (Emanuel 2007)



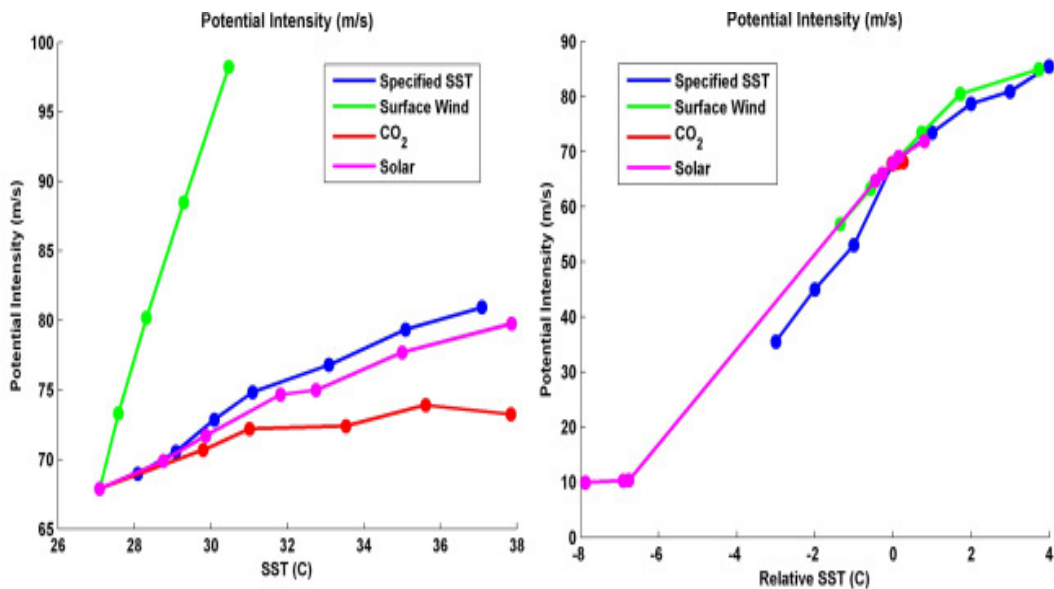
positiivista nostetta ja näin ollen trooppisen hirmumyrskyn ulosvirtauslämpötila on kylmempi. Myös samaan aikaan tropiikin tropopaussein viileessä entisestään merkitsee se vieläkin viileämpää ulosvirtauslämpötilaa. Emanuelin ym. (2013) tutkiman National Centers for Environmental Prediction (NCEP) - National Center for Atmospheric Research (NCAR) - uusanalyysin mukaan vuosien 1979–2010 ulosvirtauslämpötilassa Pohjois-Atlantilla on ollut 5.4 K:n lasku ja 100 hPa:n lämpötilassa 4.6 K:n lasku. Nämä arvot ovat kuitenkin yliarviointeja viilenemisestä. Vaikka viileneminen olisikin vain puolet NCEP-NCAR-uusanalyysin mukaisesta arviosta, ovat vaikutukset PI:hin kuitenkin merkittävät. Emanuelin ym. (2013) mukaan monien tutkimusten eriävät PI:tä koskevat tulokset johtuvat mm. liian pienestä tropiikin tropopaussein/alastratosfäärin viilenemisestä useimmissa yleisen kiertoliikkeen malleissa (luku 4).

#### 5.1.4. Tuulennopeuden, merenpinnan lämpötilan, aurinkovakion ja hiilidioksidipitoisuuden muutosten vaikutus potentiaaliseen voimakkuuteen

Emanuel ja Sobel (2013) tarkastelevat PI:n muutoksia pinnan energiatasapainon (10) avulla. Kuvasta 6 nähdään, että tuulennopeuden lasku lisää meri-ilmakehä entalpian eroa ja lisää trooppisen hirmumyrskyn PI:tä yhtälöiden (8) ja (10) mukaisesti. Kuvassa 6 PI:n kasvu suhteessa SST:hen globaalin tuulennopeuden laskiessa on n.  $10 \text{ ms}^{-1}\text{K}^{-1}$ .

Emanuelin ja Sobelin (2013) tutkimuksessa globaalin hiilidioksidin ( $\text{CO}_2$ ) pitoisuuden kasvun nostattama SST nostaa PI:tä hitaasti ja kyllästyttää sen SST:n saavuttaessa  $32 \text{ }^\circ\text{C}$ . Tämä johtuu globaalin  $\text{CO}_2$ -pitoisuuden kasvun aiheuttamasta pienestä ulosvirtauslämpötilan noususta, joka pienentää termodynaamista tehokkuutta. Vielä tärkeämmin Emanuelin ja Sobelin (2013) mukaan  $\text{CO}_2$ -pitoisuuden kasvaessa pinnan nettopitkäaaltosäteilyjäähdyminen pienenee ja häviää SST:n saavuttaessa  $32 \text{ }^\circ\text{C}$ , jolloin pinnan kokonaisentalpiavuoto ei voi enää kasvaa eikä myöskään näin ollen PI.

Emanuelin ja Sobelin (2013) kasvattama globaalin aurinkovakion kasvu nostaa PI:tä n.  $1.4 \text{ ms}^{-1}\text{K}^{-1}$ . Aurinkovakion vaikutus PI:hin riippuu myös SST:stä, ulosvirtauslämpötilasta sekä pintatuulennopeudesta. Kun Emanuel ja Sobel (2013) kasvattavat pelkkää globaalia SST:tä ilman ulkoista pakotetta, PI kasvaa enemmän kuin aurinkovakiota kasvatettaessa. Tämä johtuu siitä, että aurinkovakiota kasvatettaessa auringonsäteilyä absorptoituu suoraan ilmakehään vähentäen pitkäaaltosäteilyjäähdytystä troposfäärissä, joka vähentää myös entalpiavuotoa pinnalta. Kuvasta 6 nähdään, että PI:tä kasvattaa voimakkaimmin globaalin pintatuulennopeuden heikentäminen.

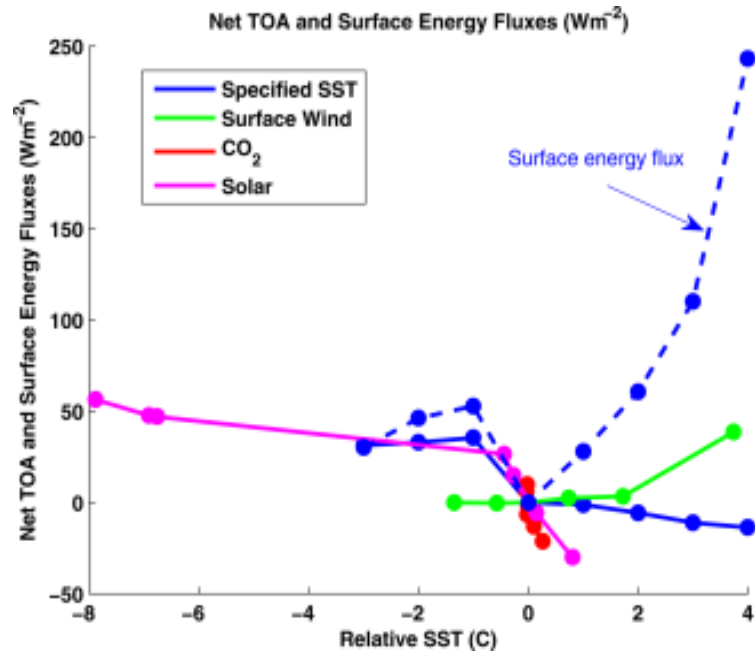


Kuva 6. Vasemmalla PI suhteessa SST:hen globaaleilla pakotteilla ja oikealla suhteessa suhteelliseen SST:hen paikallisilla pakotteilla. Sinisellä on SST tai suhteellinen SST, joka on muutettu ilman pakotetta, aniliininpunaisella on aurinkovakion, punaisella CO<sub>2</sub>-pitoisuuden ja vihreällä pintatuulennopeuden pakotteet. Vasemmalla käytetyt rajat ovat SST:lle 27.09–37.09 °C, aurinkovakiolle 1360–1500 Wm<sup>-2</sup>, CO<sub>2</sub>-pitoisuudelle 360–11520 ppm ja pintatuulennopeudelle 5–1 ms<sup>-1</sup>. Oikealla käytetyt rajat ovat aurinkovakiolle 1200–1500 Wm<sup>-2</sup>, CO<sub>2</sub>-pitoisuudelle 90–11520 ppm, pintatuulennopeudelle 8–1 ms<sup>-1</sup>. Suhteellista SST:tä vaihdellaan -3 ja 4 K:n välillä, jolloin kokonaissäteilyvuoto pinnalta vaihtelee 40 ja -14 Wm<sup>-2</sup>:n välillä. Kaikissa paitsi pelkän SST:n tai suhteellisen SST:n muutoksissa pinnan energiatasapaino säilytetään. (Emanuel ja Sobel 2013)

Kun Emanuel ja Sobel (2013) muuttavat pakotteet paikallisiksi muutoksiksi, vaikuttaa se sirkulaatioon, jonka muutokset vaikuttavat paikalliseen vesihöyryn jakaumaan ja pilvisyyteen. Tropiikin sirkulaatio pyrkii säilyttämään ilmapatsaan virtuaalilämpötilan samana kuin ympäristön, kun ilmapatsaan leveys on pienempi kuin Rossbyn deformaatio- $\lambda$  (1). Emanuel ja Sobel (2013) hyödyntävät tätä paikallisten muutosten mallintamiseen määrittämällä nousunopeuden, jolla ilmapatsaan lämpötila saadaan samaksi kuin paikallisilla pakotteilla muuttumattomana pysyvä ympäristön lämpötila.

Emanuelin ja Sobelin (2013) mukaan kuvasta 7 nähdään, että negatiivinen suhteellinen SST kasvattaa nettosäteilyvuota ylöspäin ilmakehän ylärajalla, koska subsidenssi kuivattaa ilmapatsaan, jolloin pitkäaalto- $\lambda$  emissio pintaan vähenee. Eli suhteellisen SST:n lasku

kasvattaa kokonaissäteilyvuota ylöspäin ja suhteellisen SST:n nousu kasvattaa kokonaissäteilyvuota alaspäin.



Kuva 7. Yhtenäiset viivat ovat nettosäteilyvoita ilmakehän ylärajalla ja katkoviiva on pinnan energiavuo ( $Wm^{-2}$ ) suhteessa suhteelliseen SST:hen ( $^{\circ}C$ ). Sininen yhtenäinen viiva on suhteellisen SST:n muutos, vihreä paikallisen pintatuulennopeuden, punainen paikallisen  $CO_2$ -pitoisuuden ja aniliininpunainen paikallisen aurinkovakion muutoksien pakottama suhteellisen SST:n muutos. Kaikilla muilla paitsi suoralla suhteellisen SST:n muutoksella pinnan energiatasapaino säilytetään. (Emanuel ja Sobel 2013)

Kuvassa 6 paikallisilla pakotteilla PI suhteessa suhteelliseen SST:hen näyttää riippuvuudeltaan lähes vakioilta. Emanuelin ja Sobelin (2013) mukaan tämä johtuu siitä, että PI:tä hallitsee muutos meri–rajakerros entalpien erossa. Kun syvä konvektio on käynnissä, rajakerroksen entalpia (lämpötilan ja kosteuden funktio, kts. yhtälö 2) vastaa lähes vapaan ilmakehän kyllästynyttä kostea staattista energiaa, joka koostuu entalpiasta ja geopotentialista. Kosteaa staattista energiaa on toisaalta taasen vain potentiaalilämpötilan ja lämpökapasiteetin funktio. Näin ollen kun Emanuel ja Sobel (2013) pitävät lämpötilan tasattuna ilmapatsaassa ympäristön lämpötilaan, on PI riippuvainen syvässä konvektiossa vain suhteellisesta SST:stä. Emanuelin ja Sobelin (2013) mukaan kuvassa 6 nähtävät pienet eroavuudet johtuvat pakotteiden eri vaikutuksesta ulosvirtauslämpötilaan. Kuvan 6 pintatuulennopeuden heikentämisen pakotteista nähdään, että paikallisella pakotteella kulmakerroin on paljon pienempi kuin globaalilla pakotteella. Näin ollen globaalilla

*pintatuulennopeuden heikentäminen kasvattaa PI:tä paljon voimakkaammin kuin paikallisen pintatuulennopeuden heikentäminen.*

#### 5.1.5. Mallisimulaatioiden tuloksia ilmastonmuutoksen vaikutuksesta voimakkuuteen

Knutsonin ym. (2010) mukaan voimakkaimpien trooppisten hirmumyrskyjen ei voida odottaa simuloituvan vielä hyvin, koska malleista puuttuu vielä tarvittava erittäin korkea resoluutio. Kuitenkin tämän hetkiset korkeamman resoluution mallit osoittavat suhteessa voimakkaimpien trooppisten syklonien määrän kasvua, vaikka niiden absoluuttinen voimakkuus jääkin malleissa havaittua pienemmäksi. Knutsonin ym. (2010) tuloksissa keskimääräinen globaali voimakkuus kasvaa (n. 2–11%) vuoteen 2100 mennessä sekä voimakkaimpien trooppisten syklonien globaali määrä kasvaa ilmaston lämmitessä, vaikka tuloksissa ilmenee alueellista vaihtelua.

Emanuel (2013) havaitsee voimakkaimpien myrskyjen määrän kasvua kuuden CMIP5-mallin tulosten dynaamisessa alasskaalauksessa. Tämä ilmenee PDI:n kasvusta (kts. luku 5.3.), jonka kasvun n. 40 %:sta vastaa voimakkaimpien myrskyjen määrän kasvu. Camargon (2013b) 14 CMIP5-mallin suoralla simulaatiolla  $8.5 \text{ Wm}^{-2}$ :n säteilypakotteella PI kasvaa suurimmassa osassa pohjoista pallonpuoliskoaa. Camargon (2013b) mukaan tulos on samantapainen kuin Vecchin ja Sodenin (2007a ja 2007b) CMIP3-mallien suorien simulaatioiden tulokset. Roberts ym. (2013) tutkivat ilmakehämallisimulaatiot SST:n 2 K:n nousulla ovat yksimielisiä lähinnä siitä, että voimakkaimmat trooppiset syklonit tulevat voimistumaan. Myös monet muut tutkimukset tuntuvat olevan yksimielisiä siitä, että voimakkaimpien trooppisten syklonien määrä kasvaa.

#### 5.1.6. Mallisimulaatioiden tuloksia ilmastonmuutoksen vaikutuksesta voimakkuuteen Pohjois-Atlantilla

Pohjois-Atlantin mallisimulaatiot voimakkuudesta (esim. Villarini ja Vecchi 2013, Knutson ym. 2013) viittaavat merkitsevään voimakkuuden kasvuun. Villarinin ja Vecchin (2013) mukaan korkean resoluution mallit osoittavat voimakkuuden kasvua, mutta useamman korkean resoluution mallin simulaatioita ei vielä ole tehty 2100 vuoteen asti, joten niiden suhteen on vielä epävarmuutta. Pohjois-Atlantilla aerosolipäästöjen lasku lisää mahdollisesti trooppisten hirmumyrskyjen voimakkuutta lisäten säteilypakotetta, mutta myös Saharan hiekkamyrskyt vaikuttavat tähän. Knutson ym. (2013) tutkivat ilmastonmuutoksen vaikutusta Pohjois-Atlantilla käyttäen CMIP3-malleilla A1B-skenaariota (vastaa n.  $6 \text{ Wm}^{-2}$ :n

säteilypakotetta vuoteen 2100 mennessä) ja CMIP5-malleilla  $4.5 \text{ Wm}^{-2}$ :n säteilypakotetta vuoteen 2100 mennessä. He käyttävät dynaamista alasskaalausta ensin resoluutioltaan 18 km:n alueellisella mallilla ja siitä alasskaalaten vielä 9 km:n paikallisella mallilla, jotta voimakkaimmat trooppiset hirmumyrskyt saadaan simuloitua. Näillä CMIP3- ja CMIP5-malleilla voimakkuus nousee merkitsevästi 4–6 %. CMIP3-malleilla havaitaan myös merkitsevä kasvu (87 %) voimakkaimpien (tuulennopeus  $\geq 59 \text{ ms}^{-1}$ ) trooppisten hirmumyrskyjen määrässä.

#### 5.1.7. Yhteenveto

Teorioiden mukaan PI tulee nousemaan sekä termodynaamisen tehokkuuden ja termodynaamisen epätasapainon kasvun (luku 5.1.3.) että pintatuulennopeuden heikkenemisen (kts. luku 5.2.2.) vuoksi. Luvussa 5.1.3. esitettyjen havaintojen mukaan PI on jo noussut 1970-luvulta lähtien. Lisäksi monet mallisimulaatiot osoittavat trooppisten hirmumyrskyjen voimakkuuden kasvua sekä voimakkaimpien myrskyjen määrän kasvua ilmastonmuutoksen vaikutuksesta. Juuri voimakkaimmat trooppiset hirmumyrskyt ovat aiheuttaneet suurimman osan tuhoista, vaikka kaikista maan ylle ajautuvista trooppisista sykloneista niiden määrä on ollut vähäinen.

## 5.2. Vaikutus määrään

Tämän hetkiset mallisimulaatioiden tulokset määrien muutoksista ovat sekalaisia. Osa tuloksista osoittaa määrän pysyvän ennallaan, osa laskevan ja osa nousevan. Useimmissa mallisimulaatioissa havaittua trooppisten hirmumyrskyjen määrän laskua ilmastonmuutoksen vaikutuksesta on yritetty selittää joko keskitroposfäärin kyllästysvajeen kasvulla tai ylätroposfäärin staattisen stabiilisuuden kasvun aiheuttamalla trooppisen sirkulaation heikkenemisellä (Vecchi ym. 2006) sekä konvektiivisen massavuon laskun aiheuttamalla trooppisen sirkulaation heikkenemisellä. Nämä kolme asiaa voivat Zhaon ym. (2013) mukaan myös liittyä toisiinsa.

#### 5.2.1. Havaitut määrän muutokset

Havainnoissa ei ole todettu merkitsevää muutosta trooppisten hirmumyrskyjen globaalissa määrässä. Myöskään yksittäisten valtamerialtaiden alueilla niiden määrässä ei ole todettu merkitsevää muutosta, paitsi Atlantilla, mutta Atlantiltakaan havainnot määrän noususta eivät ole kiistattomia (Knutson ym. 2010). Atlantilla määrän nousu koskee viimeisintä n. 20 vuotta. Garner ym. (2009) tulkitsevat NCEP-uusanalyysistä Atlantilta vuosilta 1980–2006

trooppisten syklonien määrän nousseen, josta Garnerin ym. (2009) mukaan vastaavat suurimmaksi osaksi ympäristön termodynaamiset muutokset.

#### 5.2.2. Ilmastonmuutoksen vaikutus sirkulaatioon, tuuliväänteeseen ja pintatuulennopeuteen

Garnerin ym. (2009) GFDL:n 18 km:n alueellisella mallilla A1B-päästöskenaariolla havaitsema trooppisten syklonien määrän 32 %:n lasku ilmastonmuutoksen vaikutuksesta johtuu n. 10 %:n tuuliväänteen kasvusta trooppisten syklonien esiintymisalueella. Vecchin ja Sodenin (2007b) tutkimissa mallisimulaatioissa tuuliväänteen kasvaa trooppisella Atlantilla hirmumyrskykauden aikana tällä vuosisadalla, ja kasvun suuruus korreloi Walker-kiertoliikkeen heikkenemisen kanssa pintatuulien heikentyessä. Zonaalisen kiertoliikkeen (esim. Tyynellämerellä Walker) on todettu heikkenevän ilmastonmuutoksessa enemmän kuin meridionaalisen kiertoliikkeen (esim. Hadley, Vecchi ja Soden 2007c). Heikkeneminen ilmenee voimakkaiden nousuvirtauksien määrän vähenemisenä ja heikkojen nousuvirtauksien määrän kasvuna, eli se johtuu ilmakehän hydrologisen syklin muutoksista (Vecchi ja Soden 2007c). Vecchin ja Sodenin (2007b) mallisimuloinneissa ilmaston lämmitessä Walker-kiertoliike heikentyy, jolloin tuuliväänteen nousee keskimääräisesti  $0.5\text{--}1\text{ ms}^{-1}\text{C}^{-1}$  Karibianmerellä, trooppisella Pohjois-Atlantilla ja trooppisen Tyynenmeren itäosissa. Walker-kiertoliikkeen heikentyminen siis muistuttaa El Niñon vaikutuksia. Walker-kiertoliikkeen heikentyessä myös pintatuulet heikkenevät, mikä vaikuttaa myös meren kiertoliikkeeseen termokliinin madaltumisena (Vecchi ja Soden 2007c).

Latifin ym. (2007) mukaan Atlantin tuuliväänteeseen vaikuttaa trooppisten Pohjois-Atlantin, Intian valtameren ja Tyynenmeren lämpötilojen ero. On havaittu, että El Niñon vaikutuksia muistuttavasti trooppisen Tyynenmeren SST:n noustessa tuuliväänteen kasvaa Atlantilla. Latifin ym. (2007) mukaan trooppisen Pohjois-Atlantin SST:n nousulla on ollut tuulivääntettä heikentävä vaikutus trooppisella Pohjois-Atlantilla, mutta samaan aikaan trooppisen Intian valtameren voimakas lämpeneminen 1951–2001 on aiheuttanut n. 15 %:n tuuliväänteen kasvun trooppisella Pohjois-Atlantilla. Näin ollen Latifin ym. (2007) mukaan trooppisen Atlantin tuuliväänteen muutokset riippuvat myös Atlantin lämpenemisen suhteesta trooppisen Intian valtameren ja Tyynenmeren lämpenemiseen. Tuuliväänteeseen vaikuttavat kuitenkin myös monet luonnolliset vaihtelut (luku 2.2.) sekä meren meridionaalinen lämpötilagradientti.

Etelä-Aasiassa aerosolipäästöjen kasvu on yhdistetty SST:n gradienttien pienenemiseen pohjoisella Intian valtamerellä, joka aiheuttaa tuuliväänteen heikkenemistä alueella lisäten suotuisuutta trooppisten hirmumyrskyjen synnylle (Christensen ym. 2013).

### 5.2.3. Merenpinnan lämpötilan ja hiilidioksidipitoisuuden nousun vaikutukset trooppisten hirmumyrskyjen määrään

CO<sub>2</sub>-pitoisuuden nousun arvioidaan nostavan SST:n globaalia keskiarvoa, jonka arvellaan vaikuttavan trooppisten hirmumyrskyjen voimakkuuteen, määrään ja syntypaikkaan. CO<sub>2</sub>-pitoisuuden kasvun oletetaan vaikuttavan trooppisiin hirmumyrskyihin eniten tropiikin keskimääräisen SST:n nousun kautta, mutta Zhaon ym. (2013) mukaan mallisimulaatiot viittaavat siihen, että sekä SST:n muutosten alueellinen jakauma että CO<sub>2</sub>-pitoisuuden kasvu voivat erillään globaalin SST:n keskiarvon noususta vaikuttaa trooppisten hirmumyrskyjen esiintymiseen sekä globaalisti että paikallisesti (kts. myös luku 5.2.5.). CO<sub>2</sub>-pitoisuuden suora vaikutus trooppisiin hirmumyrskyihin on tärkeää selvittää, jotta ilmastomuutoksen vaikutusta trooppisiin hirmumyrskyihin voidaan arvioida. Erityisesti näin on, jos CO<sub>2</sub>-pitoisuus kasvaa, mutta SST:n nousu jää vähäiseksi tai tapahtuu viiveellä. Zhaon ym. (2013) mukaan aiemmat mallisimulaatiot, joissa CO<sub>2</sub>-pitoisuutta on kasvatettu pitäen SST vakiona, osoittavat merkittävää laskua trooppisten syklonien määrässä. Zhaon ym. (2013) mukaan CO<sub>2</sub>-pitoisuuden suoran vaikutuksen fysikaalinen mekanismi ei ole vielä täysin selvää, eivätkä myöskään kehitetyt GPI:t ota kantaa CO<sub>2</sub>-pitoisuuden vaikutuksiin. Zhao ym. (2013) vertaavat 7 eri ilmakehämallisimulaatiota erikseen SST:n 2 K:n kasvulla ja CO<sub>2</sub>-pitoisuuden kaksinkertaistuksella sekä molemmat pakotteet yhdessä. Kaikilla malleilla trooppisten hirmumyrskyjen globaali määrä laskee, kun sekä CO<sub>2</sub>-pitoisuus kaksinkertaistetaan että SST:tä nostetaan 2 K. Kun pakotteet erotellaan, mallitulosten erot kasvavat. SST:n 2 K:n nousulla vain kaksi seitsemästä mallista osoittaa trooppisten hirmumyrskyjen globaalin määrän merkitsevää laskua, kun muut mallit eivät osoita merkitseviä määrän muutoksia. Kun CO<sub>2</sub>-pitoisuus kaksinkertaistetaan, kuusi seitsemästä mallista osoittaa trooppisten hirmumyrskyjen globaalin määrän laskua. CO<sub>2</sub>-pitoisuuden kaksinkertaistus myös tuottaa Zhaon ym. (2013) malleilla yhdenmukaisempia alueellisia muutoksia myrskyjen määrässä kuin SST:n 2 K:n kasvu. Näin ollen Zhaon ym. (2013) mukaan CO<sub>2</sub>-pitoisuudella voi olla voimakas suora vaikutus trooppisten hirmumyrskyjen globaalin ja alueellisen määrän muutoksiin. Myös Villarini ja Vecchi (2012) havaitsivat CMIP5-mallien tilastollista alasskaalausta käyttäen pelkän CO<sub>2</sub>-pakotteen aiheuttavan trooppisten hirmumyrskyjen määrän merkitsevää laskua kaikissa malleissa.

Kosteaa konvektiota voi määrittää konvektiivisella massavuolla. Held ja Zhao (2011) yhdistävät CO<sub>2</sub>-pitoisuuden ja/tai SST:n kasvun aiheuttaman trooppisten syklonien globaalien määrän laskun trooppisten syklonien syntyalueen globaaliin laaja-alaiseen konvektiivisen massavuon laskuun. Myös Vecchin ja Sodenin (2007c) mukaan konvektiivisen massavuon lasku viittaa samansuuruiseen ilmakehän ylärajan säteilyjäähdytymisen aiheuttaman laskuliikkeen heikkenemiseen ja siis tropiikin sirkulaation heikkenemiseen (kts. luku 5.4.). Held ja Zhao (2011) määrittävät konvektiivista massavuota trooppisten syklonien syntyalueen keskitroposfääriin vakiopaineen pystynopeuden ( $\overline{\omega_{500}}$ ) vuosittaisena keskiarvona, joka sisältää painotuksen trooppisten syklonien esiintymisen mukaan. Zhaon ym. (2013) mallituloksista ilmenee, että yleisesti trooppisia sykloneja syntyy alueilla, joissa on laaja-alaista nousuliikettä, joka onkin odotettavaa. Mallit osoittavat yleisesti  $\overline{\omega_{500}}$ :n kasvua eli konvektiivisen massavuon laskua. Zhaon ym. (2013) mukaan  $\overline{\omega_{500}}$  korreloi malleissa hyvin trooppisten syklonien määrän muutosten kanssa ja näin ollen Zhaon ym. (2013) mukaan konvektiivisuuden taso vaikuttaa yhtenä tekijänä määrään, kun olosuhteet ovat muuten suotuisat synnylle.  $\overline{\omega_{500}}$  korreloi malleilla myös CO<sub>2</sub>-pitoisuuden kaksinkertaistamisen aiheuttaman trooppisten syklonien sekä globaalien että alueellisten määrän vahvemman laskun kanssa. Suurimmassa osassa malleja, joissa SST:n 2 K:n nousu ei aiheuta merkitsevää muutosta trooppisten hirmumyrskyjen määrässä, on myös  $\overline{\omega_{500}}$ :n muutos pienempi. Zhao ym. (2013) testaavat myös muita ympäristön muuttujia, kuten tuuliväennettä ja kosteutta, ja tulevat tulokseen, että  $\overline{\omega_{500}}$  pystyy parhaiten testatuista muuttujista selittämään mallien globaalit ja alueelliset muutokset trooppisten syklonien määrässä. Myös Walshin ym. (2013) testaamista muuttujista, jossa oli mukana sademäärä, 600 hPa:n suhteellinen kosteus, tuuliväenne ja pystynopeus, viimeksi mainittu korreloi vahvimmin määrän muutosten kanssa. Näin ollen Walshin ym. (2015) mukaan trooppisten syklonien määrän lasku johtuu konvektiivisen massavuon laskusta, mutta siihen saattaa liittyä myös kyllästysvajeen (12) kasvu.

Zhaon ym. (2013) tutkimissa malleissa kyllästysvajeen kasvu on voimakkaampaa CO<sub>2</sub>-pitoisuus kaksinkertaistettaessa kuin SST:n 2 K:n kasvulla. Zhaon ym. (2013) mukaan heidän tuloksensa kuitenkin osoittavat, että kyllästysvaje ei ole tärkein tekijä trooppisten syklonien määrän muutoksessa. Zhaon ym. (2013) mukaan heidän tuloksensa viittaavat konvektiivisen massavuon tärkeyteen trooppisten syklonien syntyalueilla. CO<sub>2</sub>-pitoisuuden kasvu voi laskea laaja-alaista konvektiivista massavuota trooppisten syklonien syntyalueilla kahdella



yhtäaikaisella tavalla. Ensinnäkin se heikentää trooppiin sirkulaatiota heikentäessään säteilyjäähdytystä ilmakehän ylärajalla laskuliikkeen kohdalla. Toisekseen se muuttaa trooppiin konvektion laaja-alaista jakaumaa tehostaessaan sitä maan yllä ja heikentäessään meren yllä (Bony ym. 2013). Nämä molemmat vaikutukset laskevat trooppisten syklonien globaalia määrää, joka näkyy mallisimulaatioissa. SST:n 2 K:n nousulla trooppisen konvektiivisen massavuon keskiarvo vähenee, kun rajakerroksen kosteus kasvaa enemmän verrattuna ilmakehän säteilyjäähdytymiseen. Myös ylätroposfäärin staattisen stabiilisuuden kasvu heikentää trooppista sirkulaatiota ja näin ollen vaikutuksen pitäisi olla trooppisten syklonien globaalia määrää vähentävä. Kuitenkin yhdessä SST:n nousu ja CO<sub>2</sub>-pitoisuuden kasvu vaikuttavat osittain eri suuntiin, kun SST:n kasvu pyrkii muuttamaan konvektion jakaumaa maan ja meren välillä vastakkaiseen suuntaan kuin CO<sub>2</sub>-pitoisuuden kasvu. Eli SST:n kasvu siirtää merkittävän osan konvektiosta trooppisten maa-alueiden yltä trooppisille merille ja näin vähentää CO<sub>2</sub>-pitoisuuden kasvusta johtuvaa trooppisten syklonien globaalien määrän potentiaalista laskua. Zhaon ym. (2013) mukaan tästä syystä SST:n kasvulla pakotetut mallisimulaatiot osoittavat heikompa laskua trooppisten syklonien globaalissa määrässä. Toisaalta Zhaon ym. (2013) mallisimulaatioissa on todennäköisesti pidetty maanpinnan lämpötila vakiona, mikä saattaa tuottaa epärealistisia tuloksia.

Robertsin ym. (2013) tutkimat SST:n 2 K:n nousun mallisimulaatiot osoittavat hyvin sekalaisia tuloksia eri menetelmillä ja malleilla, mutta suurimmalla osalla malleista trooppisten syklonien globaali määrä laskee. Walshin ym. (2013) ja Zhaon ym. (2013) tuloksissa eteläisellä pallonpuoliskolla määrän ja myös konvektiivisen massavuon lasku on voimakkaampaa ja yhdenmukaisempaa, mikä todennäköisesti johtuu pallonpuoliskojen erilaisesta maa–meri-jakaumasta, josta syntyy erot pallonpuoliskojen välille ilmastonmuutoksen aiheuttamasta konvektion jakaumasta meren ja maan yllä.

#### 5.2.4. Ilmastonmuutoksen vaikutus kyllästysvajeeseen

Emanuelin (2013) mukaan todennäköisin syy monien mallisimulaatioiden osoittamaan trooppisten syklonien globaalien määrän laskuun on kyllästysvajeen (12) kasvu. Kyllästysvajeen osoittajan ja nimittäjän odotetaan kasvavan ilmaston lämmitessä, mutta osoittajan odotetaan kasvavan nopeammin. Kyllästysvajeen osoittajan (eli rajakerroksen yläpuolisen troposfäärin kyllästysentropia miinus keskitroposfäärin kostea entropia,  $s^*-s_m$ ) odotetaan kasvavan lämpötilan kasvun myötä nopeasti Clausius-Clapeyronin yhtälön mukaan suhteessa keskitroposfäärin kyllästyskosteuteen, kun suhteellinen kosteus pidetään vakiona. Emanuelin ym. (2008) mukaan kyllästysvajeen nimittäjä kasvaa hitaasti lämpötilan

noustessa, koska nimittäjä kasvaa suhteessa pinnan turbulenttiseen entalpiavuohon, jonka tulee tasapainottaa globaaleja vuosikeskiarvoja tarkasteltaessa troposfäärin kokonaissäteilyjäähdyminen, joka kasvaa hitaammin kuin ilman vesihöyrypitoisuus ilmaston lämmitessä (Emanuel 2013). Näin ollen ilmastomuutos vaikuttaa kyllästysvajeen  $\chi$ , eli trooppisen hirmumyrskyn termodynaamisen eston, kasvuun. Emanuel (2013) toteaa kuitenkin, että vaikka kyllästysvajeen globaalin keskiarvon odotetaan kasvavan ilmastomuutoksen myötä, ovat alueelliset muutokset kuitenkin hyvin vaihtelevia.

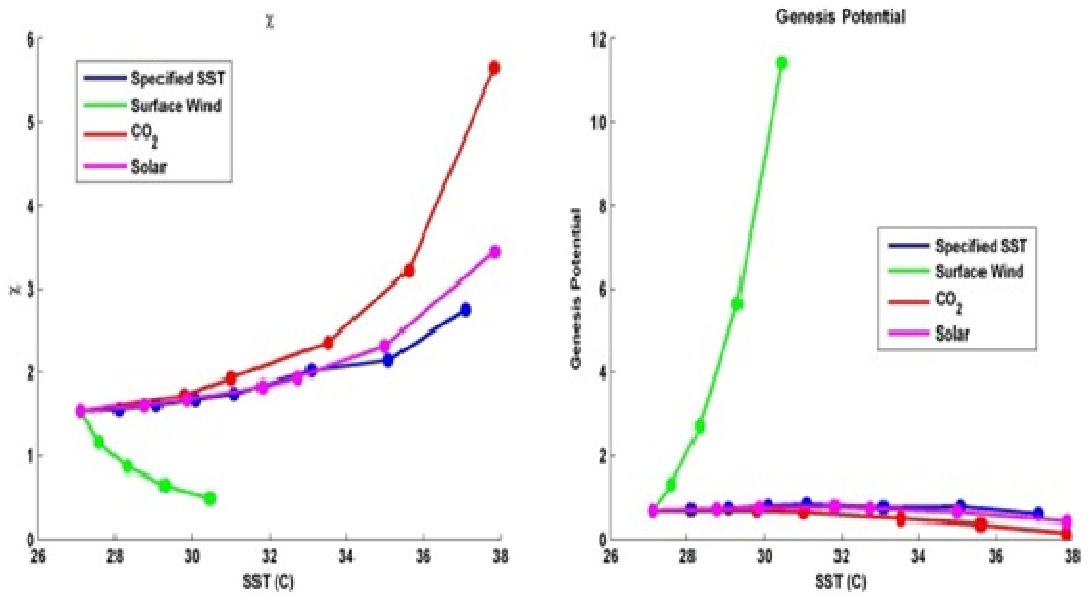
#### 5.2.5. Tuulennopeuden, merenpinnan lämpötilan, aurinkovakion ja hiilidioksidipitoisuuden muutosten vaikutus kyllästysvajeeseen ja syntypotentiaali-indeksiin

Kuvasta 8 (Emanuel ja Sobel 2013) nähdään kyllästysvajeen kasvu lämpötilan noustessa. Globaalia CO<sub>2</sub>-pitoisuutta kasvatettaessa nimittäjä vakiintuu jo SST:n heikolla kasvulla ja osoittaja jatkaa kasvuaan lämpötilan noustessa kasvattaen kyllästysvajeetta. Kun Emanuel ja Sobel (2013) kasvattavat globaalia aurinkovakiota, myös nimittäjä kasvaa tasaisesti, jolloin kyllästysvaje kasvaa heikommin. Kun SST:tä kasvatetaan ilman ulkoista pakotetta, kyllästysvajeen kasvu on vielä maltillisempaa. Emanuelin ja Sobelin (2013) heikentäessä globaalia pintatuulennopeutta ilmakehä viilenee ja entalpiaero (nimittäjä) kasvaa, jotka molemmat pienentävät kyllästysvajeetta.

Emanuel ja Sobel (2013) määrittävät GPI:n (14) muutoksia sen termodynaamisten tekijöiden, eli PI:n ja kyllästysvajeen, avulla jättäen huomioimatta tuuliväänteen ja pyörteisyyden vaikutukset, eli

$$GPI = \chi^{(-4/3)} \text{MAX} \left( (V_p - 35 \text{ms}^{-1}), 0 \right)^2 .$$

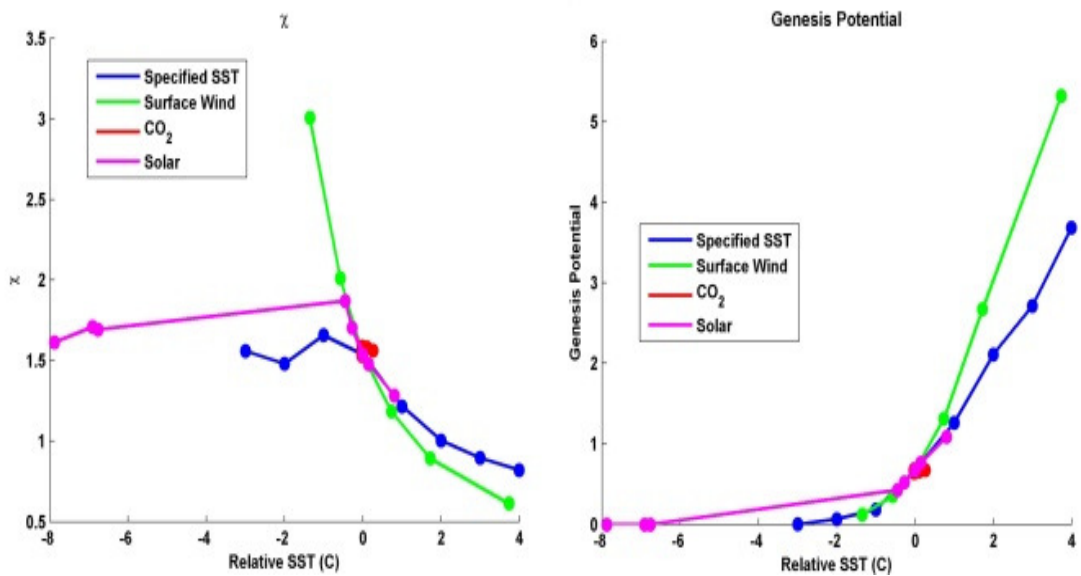
Kuvasta 8 nähdään, että globaalin CO<sub>2</sub>-pitoisuuden tai aurinkovakion kasvattama kyllästysvaje hallitsee GPI:tä heikentäen sitä SST:n noustessa. Näin tapahtuu erityisesti CO<sub>2</sub>-pitoisuutta kasvatettaessa. Kun Emanuel ja Sobel (2013) kasvattavat SST:tä ilman ulkoista pakotetta, GPI laskee hieman vähemmän. Emanuelin ja Sobelin (2013) heikentäessä globaalia pintatuulennopeutta GPI kasvaa huomattavan jyrkästi SST:n noustessa, koska sekä kyllästysvaje pienenee että PI kasvaa. *Näin ollen globaali pintatuulennopeus on vahva ennustaja trooppisten hirmumyrskyjen synnylle.*



Kuva 8. Vasemmalla kyllästysvaje ja oikealla GPI suhteessa SST:hen (°C) **globaaleilla** pakotteilla. Sinisellä SST on muutettu ilman pakotetta, aniliininpunaisella on aurinkovakion, punaisella CO<sub>2</sub>-pitoisuuden ja vihreällä pintatuulennopeuden pakotteet. Käytetyt rajat ovat SST:lle 27.09–37.09 °C, aurinkovakiolle 1360–1500 Wm<sup>-2</sup>, CO<sub>2</sub>-pitoisuudelle 360–11520 ppm ja pintatuulennopeudelle 5–1 ms<sup>-1</sup>. Kaikissa paitsi pelkän SST:n muutoksissa pinnan energiatasapaino säilytetään. (Emanuel ja Sobel 2013)

Emanuelin ja Sobelin (2013) tutkimat paikalliset pakotteet (kuva 9) vaikuttavat kyllästysvajeeseen päinvastoin (poislukien pintatuulennopeuden) kuin globaalit pakotteet. Paikallisella SST:n nousulla suhteellista kosteutta ei voida pitää vakiona, kun nousuliike kosteuttaa ilmapatsaan. Kyllästysvaje siis pienenee positiivisilla paikallisilla pakotteilla, kun osoittaja pienenee suhteellisen SST:n noustessa ja nimittäjä kasvaa pinnan entalpiian kasvaessa.

Koska paikalliset pakotteet pienentävät kyllästysvajetta ja kasvattavat PI:tä SST:n noustessa, Emanuelin ja Sobelin (2013) tarkastelema GPI myös kasvaa. Kuvasta 9 näkyy lähes yhtenäinen GPI:n ja suhteellisen SST:n suhde pienillä positiivisilla suhteellisen SST:n muutoksilla. Kaikilla muilla paikallisilla pakotteilla, paitsi pintatuulennopeuden vähentämisellä, suhteellisen SST:n kasvatus vaatii suuren paikallisen energian lähteen. Pintatuulennopeuden vähentäminen myös paikallisilla pakotteilla pienentää kyllästysvajetta ja kasvattaa GPI:tä voimakkaimmin.



Kuva 9. Vasemmalla kyllästysvaje ja oikealla GPI suhteessa suhteelliseen SST:hen paikallisilla pakotteilla. Sinisellä suhteellinen SST on muutettu ilman pakotetta, aniliininpunaisella on aurinkovakion, punaisella CO<sub>2</sub>-pitoisuuden ja vihreällä pintatuulennopeuden pakotteet. Käytetyt rajat ovat aurinkovakiolle 1200–1500 Wm<sup>-2</sup>, CO<sub>2</sub>-pitoisuudelle 90–11520 ppm, pintatuulennopeudelle 8–1 ms<sup>-1</sup>. Suhteellista SST:tä vaihdellaan -3 ja 4 K:n välillä, jolloin kokonaissäteilyvuo pinnalta vaihtelee 40 ja -14 Wm<sup>-2</sup>:n välillä. Kaikissa paitsi suhteellisen SST:n muutoksissa pinnan energiatasapaino säilytetään. (Emanuel ja Sobel 2013)

#### 5.2.6. Määrän muutokset suorassa simulaatiossa

Camargo (2013b) käyttää 14 CMIP5-mallin suoraa simulaatiota 4.5 ja 8.5 Wm<sup>-2</sup>:n säteilypakotteilla trooppisten syklonien määrän tutkimiseen. Camargo (2013b) havaitsee CMIP5-mallien aliarvioivan myrskyjen määrää havaintoihin nähden sekä myös paljon alueellisia eroja määrässä. Korkeimman horisontaalisen resoluution mallisimulaatio simuloi suurimman trooppisten syklonien määrän ja on lähimpänä havaintoja. Muilla malleilla resoluution ei todeta olevan yhteydessä simuloituun määrään. Mallien määrä supistuu 8 malliin sillä perusteella, että mallien tulee suoriutua tarpeeksi hyvin vuosien 1950–2005 havaittujen trooppisten hirmumyrskyjen määrän simuloinnista. Malleissa trooppisten syklonien sekä globaalien että alueellisten määrän muutokset ilmastonmuutoksen vaikutuksesta ovat sekalaiset. 5 mallilla määrä laskee ja 3:lla nousee. Camargo (2013b) toteaa matalan resoluution mallien selviytyvän paremmin laaja-alaisten ympäristön muuttujien simulaatiosta kuin suorasta simulaatiosta, joten trooppisten syklonien

esiintymistä tarkastellaan myös GPI:n (11) avulla. Korkeimman resoluution mallin simuloima määrä on myös yhtäläisin kyseisellä mallilla simuloitun GPI:n kanssa. Toisaalta Camargo (2013b) ei havaitse mallien GPI:n ja määrän simulaatioiden välillä sen enempää yhteyttä, vaan CMIP5-mallit simuloivat GPI:n realistisemmin kuin määrän. Mallien GPI kasvaa useammilla alueilla  $8.5 \text{ Wm}^{-2}$ :n säteilypakotteella, vaikka samoilla malleilla simuloitu määrä laskee. Camargon (2013b) mukaan myrskyjen alhaisiin määriin vaikuttaa mallien matalan resoluution lisäksi niiden tuottama SST:n kylmä harha, mallin konvektion parametrisointi ja dynaaminen ydin. Toisaalta Walsh ym. (2010) havaitsivat GPI:n ja mallin simuloiman trooppisten syklonien määrän välisen yhtäläisyyden kasvavan mallin resoluution kasvaessa.

Camargo ym. (2014) tutkivat GFDL:n HIRAM-mallilla usean eri syntypotentiaali-indeksin kykyä ennustaa kyseisen mallin tuottama trooppisten syklonien määrän lasku ilmaston lämmitessä. Kaikilla GPI:illä, joissa käytetään suhteellista kosteutta, määrä nousee. Myös GPI:illä (11) ja GPI:illä (14) määrä nousee. Kun Camargo ym. (2014) käyttävät GPI:ssään kyllästysvajetta ja PI:tä, trooppisten syklonien määrän lasku on lähimpänä mallin simuloimaa laskua. Kun GPI:ssä käytetään  $\overline{\omega_{500}}$ :tta suhteellisen kosteuden tai kyllästysvajeen sijasta, määrässä ei ole melkein ollenkaan muutoksia tai määrä nousee. Yksikään tutkituista GPI:stä ei simuloi oikein mallin simuloimaa määrän laskua globaalisti yhtenäisellä SST:n 2 K:n nousulla tai  $\text{CO}_2$ -pitoisuuden kaksinkertaistamisella. Camargon ym. (2014) tuloksissa siis GPI, jossa käytetään alatriposfäärin pyörteisyyttä, tuuliväännettä, kyllästysvajetta ja PI:tä pystyy parhaiten toistamaan mallin simuloimat muutokset trooppisten hirmumyrskyjen määrässä.

#### 5.2.7. Määrän muutokset tilastollisen menetelmän simulaatiossa

Tory ym. (2013) tutkivat tilastollisella menetelmällä ilmastonmuutoksen vaikutusta trooppisten syklonien määrään 12 CMIP5-mallissa, jotka mallintavat nykyilmaston havainnot tarpeeksi realistisesti. Tilastollinen menetelmä etsii laaja-alaisia muuttujia, jotka määrittävät suotuisia olosuhteita trooppisten syklonien synnylle. Tory ym. (2013) vertaavat  $8.5 \text{ Wm}^{-2}$ :n säteilypakotteen mallisimulaatioita vuosille 2070–2100 vuosien 1970–2000 mallisimulaatioihin trooppisten syklonien määrän muutosten määrittämiseksi. Toryn ym. (2013) käyttämä Okubo-Weiss-Zeta-parametri (OWZP) etsii lähes suljettujen pyörteiden ytimiä, joista trooppiset syklonit muodostuvat. OWZ on oleellisesti kokonaispyörteisyys suhteessa virtauksen deformaation asteeseen. OWZ menee nolnaan, kun deformaatio ylittää pyörteisyyden. OWZP yhdistää OWZ:aan kosteuden ja tuuliväänteen kynnsarvot. Toryn ym. (2013) OWZ-simuloinnit vuosilta 1970–2000 ovat lähellä havaintoja trooppisten syklonien

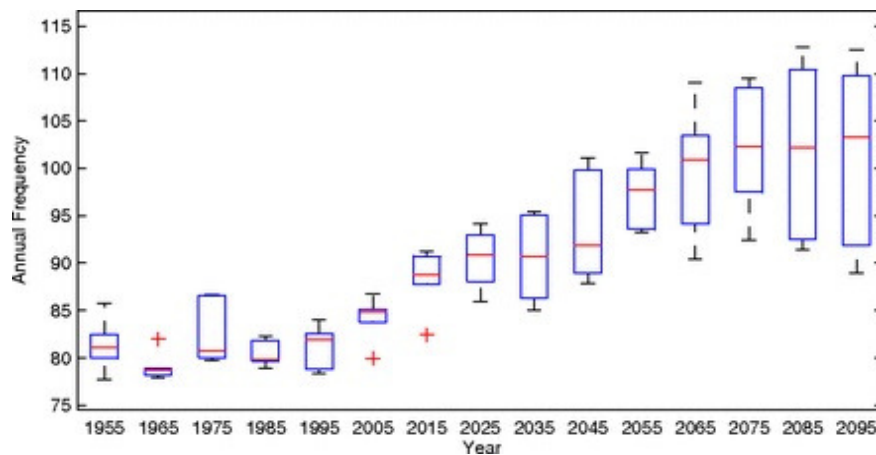
määrästä, joka Toryn ym. (2013) mukaan on osoitus menetelmän pätevyydestä. Vain yhdellä mallilla globaali määrä kasvaa vuoteen 2100 mennessä ja loppuilla määrä laskee, tosin kaksi mallia ennustaa kuitenkin merkitsevää määrän kasvua pohjoisella pallonpuoliskolla. Tory ym. (2013) vertaavat tuloksiaan Camargon (2013b) tuloksiin, joihin nähden Toryn ym. (2013) simuloima määrä vuosille 2070–2100 on useimmiten yli kaksinkertainen. Toryn ym. (2013) mukaan OWZP-menetelmän tulisiikin simuloida enemmän trooppisia sykloneja kuin Camargon (2013b) suoran simuloinnin menetelmän. Muutoin Toryn ym. (2013) tulokset ovat yleisesti samansuuntaisia Camargon (2013b) tulosten kanssa prosentuaalisen määrän muutoksen suhteen, mutta lukumäärien erot viittaavat hyvin erilaisiin määritelmiin siitä, mikä on trooppinen sykloni ja mikä ei. Tory ym. (2013) vertasivat myös OWZP:n ja Camargon (2013b) määrittämän GPI:n (11) alueellisia muutoksia kuudella mallilla. Samoilla alueilla, joilla OWZP laskee, on GPI:n muutos suotuisa trooppisten syklonien synnylle, mikä johtuu todennäköisesti siitä, että kyseinen GPI jättää kyllästysvajeen huomioimatta. Toryn ym. (2013) mukaan myös Tangin ja Camargon (2014) 8 CMIP5-mallilla  $8.5 \text{ Wm}^{-2}$ :n säteilypakotteella vuosille 2081–2100 simuloima, myös enimmäkseen kyllästysvajeen kasvusta johtuva tuuletusindeksin (17) kasvu suurimmassa osassa trooppisten syklonien syntyalueita on yhdensuuntainen heidän tulostensa kanssa.

#### 5.2.8. Määrän muutokset dynaamisen alasskaalauksen simulaatiossa

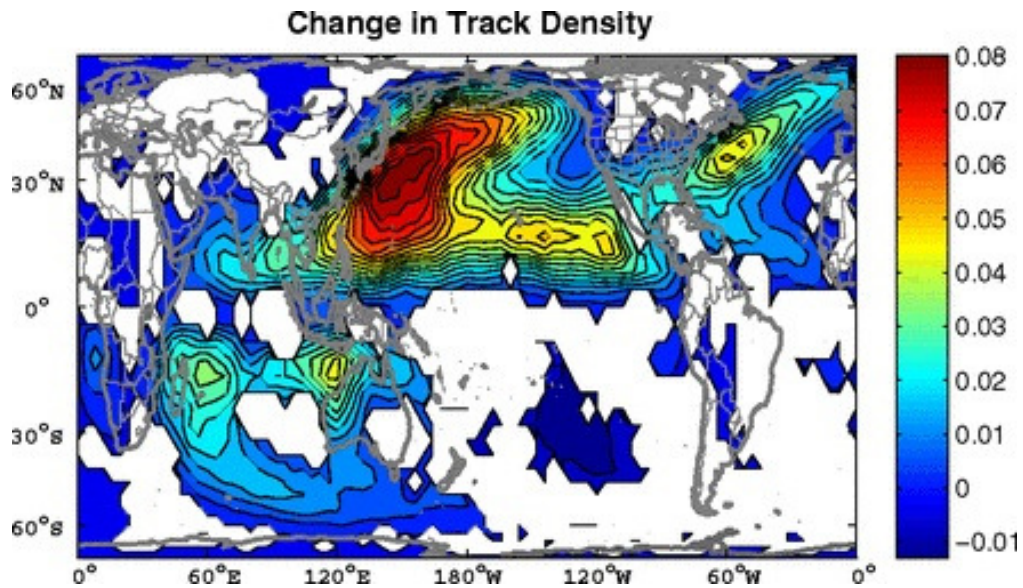
Knutsonin ym. (2010) dynaamiseen alasskaalaukseen perustuvassa tutkimuksessa trooppisten syklonien globaali määrä laskee keskimäärin 6–34 % A1B-päästöskenaariolla, eli  $n. 6 \text{ Wm}^{-2}$ :n säteilypakotteella, vuoteen 2100 mennessä. Tosin eri malleilla ja yksittäisillä valtamerialueilla tulokset ovat hyvin eriäviä. Mallisimulaatioissa heikoimpien trooppisten syklonien globaali määrä laskee ja voimakkaimpien nousee. Knutsonin ym. (2010) mukaan myrskyjen globaali kokonaismäärä joko pysyy samana tai laskee ilmaston lämmitessä. Niiden määrän lasku on säännöllisempää eteläisellä kuin pohjoisella pallonpuoliskolla. Knutsonin ym. (2010) mukaan tämä saattaa johtua eteläisen pallonpuoliskon heikommasta SST:n noususta ja/tai tuuliväanteen kasvusta verrattaessa pohjoiseen pallonpuoliskoon.

Emanuel (2013) simuloi kuuden CMIP5-mallin tuloksia ja alasskaalausmenetelmää käyttäen trooppisia sykloneja käyttäen  $8.5 \text{ Wm}^{-2}$ :n säteilypakotetta. Tässä menetelmässä alkavia trooppisia pyörteitä ”kylvetään” nyky- ja tulevaan ilmastoon. Jokaisella mallilla käytetään niin montaa alkavaa pyörrettä, jolla mallin nykyilmaston trooppisten syklonien määrä saadaan vastaamaan havaintoja. Beta-advektio-malli liikuttaa syntyviä myrskyjä ilmastomallin mukaisessa virtauksessa ja korkean resoluution myrskymallilla simuloidaan

myrskyjen kehitystä. Kuvasta 10 nähdään trooppisten syklonien määrän globaalin keskiarvon nousu kolmella ensimmäisellä 2000-luvun ensivuosisadan neljänneksellä. Kokonaisnousu määrässä on n. 10–40 %. Kuvasta 11 nähdään muutosten alueellinen jakauma. Pohjoisella Tyynellämerellä nousu on voimakkainta, mutta huomattavaa kasvua on myös Pohjois-Atlantilla ja eteläisellä Intian valtamerellä. Emanuel (2013) laskee myös GPI:n (14) kaikilla kuudella mallilla. Globaalin GPI:n kuukausikeskiarvojen kasvu vastaa hyvin Emanuelin (2013) alaskaalausmenetelmällä saatua myrskyjen määrän kasvua. Myös yksittäisten mallien myrskyjen määrät korreloivat vahvasti kyseisillä malleilla lasketun GPI:n kanssa. Emanuel (2013) tutki eri malleilla GPI:n yksittäisten tekijöiden osuutta tuloksiin, muttei löytänyt yhtä selittävää tekijää, joka selittäisi myrskyjen määrän nousun kaikilla malleilla. Viidellä kuudesta mallista kyllästysvaje nousee ilmaston lämmetessä, kaikilla malleilla PI nousee sekä neljällä kuudesta mallista tuuliväanne laskee. Emanuel (2013) ei havaitse malleilla pyörteisyyden muutoksia, jotka vaikuttavat GPI:hin. Emanuelin (2013) mukaan mallisimulaatioiden määrän ja GPI:n hyvä vastaavuus merkitsee kyseisen alaskaalausmenetelmän olevan luotettava.



Kuva 10. Vuosien 1950–2100 globaali vuosittainen trooppisten syklonien määrä 10 vuoden keskiarvon lohkoissa. Vuosille 2006–2100 käytetään  $8.5 \text{ Wm}^{-2}$ :n säteilypakotetta. Punainen viiva on käytetyn kuuden mallin tulosten mediaani ja laatikon ala- ja ylärajat ovat 25- ja 75-prosenttipisteet. Laatikoiden ulkopuoliset viivat edustavat minimi- ja maksimiarvoja sekä punaiset plussat ulkopuolisia havaintoja, jotka sijaitsevat laatikon ulkopuolella yli 1.5-kertaisesti suhteessa laatikon pituuteen. (Emanuel 2013)



Kuva 11. Trooppisten syklonien määrän muutokset käyttäen  $4^\circ \times 4^\circ$ :n kokoisten alueiden kuuden mallin vuosittaisten määrien keskiarvoja. Trooppisten syklonien määrien muutos on vuosien 1950–2005 keskiarvo vähennettynä vuosien 2006–2100 keskiarvosta. Valkoisilla alueilla alle viisi kuudesta mallista tuottaa etumerkiltään samansuuntaisia muutoksia. (Emanuel 2013)

Myös havaittu trooppisten syklonien alueellinen ja vuodenaikaisvaihtelu näkyi mallilla, kuten myös ENSOn ja AMM:n vaikutukset, mikä lisää Emanuelin (2013) mukaan mallin luotettavuutta. Myös alaskaalausmenetelmän korkean resoluution vuoksi trooppisen syklonien silmän simulaation tarkkuus luo simulaatioille realistisemmän voimakkuuden. Emanuelin (2013) alaskaalausmenetelmällä simuloidaan myös pelkän SST:n 2 K:n nousun vaikutusta, jolloin myös kaikki mallit osoittavat trooppisten syklonien määrän nousua (Roberts ym. 2013).

Nämä Emanuelin (2013) tulokset eroavat merkittävästi CMIP3-malleilla samalla alaskaalausmenetelmällä saaduista tuloksista (Emanuel ym. 2008), joilla lähes kaikilla malleilla trooppisten syklonien globaali määrä laskee. Myös suurimmassa osassa ilmastomalleilla suoritetuista vastaavista tutkimuksista määrä laskee tai pysyy ennallaan. Kuitenkin Emanuelin (2013) mukaan tähänastisilla CMIP5-mallien simulaatioilla määrä vähenee vähemmän verrattuna CMIP3-mallien simulaatioihin tai ei vähene ollenkaan. Toisaalta kyseenalaista Emanuelin (2013) simulaatiomenetelmässä on oletus, että alkupöörteiden määrä pysyy samana ilmaston muuttuessa kuin nykyilmastossa. Näin on erityisesti verrattaessa Toryn ym. (2013) tulosten määrittämien trooppisten syklonien



synnylle suotuisten olosuhteiden ja alkupyörteiden vähenemiseen. Myös Emanuelin (2013) simuloimasta GPI:n noususta vastaa osin tuuliväänteen lasku, joka on ristiriidassa luvussa 5.2.2. esitettyihin arvioihin ilmastonmuutoksen vaikutuksesta. Emanuel (2013) pitää tuloksiaan vertailukelpoisina muihin CMIP5-malleilla suoraan, tilastollisin menetelmin tai dynaamisella alasskaalauksella saatuihin tuloksiin. Kaikista CMIP5-mallisimulaatioista vain Emanuelin (2013) alasskaalausmenetelmän tulokset ja Camargon (2013b) suorista simulaatioista yhden mallin tulokset osoittavat merkittävää kasvua trooppisten syklonien globaalissa määrässä. Emanuel (2013) vertaa tuloksiaan Camargon (2013b) tuloksiin, eikä pidä yllättävänä eroavaisuutta, ottaen huomioon, että lähes kaikki Camargon (2013b) mallit aliarvioivat nykyilmaston trooppisten syklonien määrän. Myöskään Tory ym. (2013) eivät pidä yllättävänä omien, Camargon (2013b) ja Emanuelin (2013) tulosten poikkeavuutta toisistaan simulaatioiden erilaisten menetelmien vuoksi.

#### 5.2.9. Ilmastonmuutoksen vaikutus määrään Pohjois-Atlantilla

Emanuelin (2013) tuloksissa on myös vankka kasvu Pohjois-Atlantin trooppisten syklonien määrässä. Knutsonin ym. (2013) CMIP3- ja CMIP5-mallien  $4.5 \text{ Wm}^{-2}$ :n säteilypakotteen alasskaalatuissa mallituloksissa Pohjois-Atlantilla on n. 25 %:n keskimääräinen määrän lasku sekä CMIP3-malleilla voimakkaimpien trooppisten syklonien määrän nousua. Camargo (2013b) ei havaitse muutoksia määrässä Pohjois-Atlantilla. Camargon (2013b) mukaan Pohjois-Atlantin myrskyjen määrän aliarviointi on kyseisten mallien yleinen ongelma. Hän arvelee sen syiksi sitä, että mallivirheet vähentävät herkästi kyseisen alueen myrskyjen määrää sekä Afrikan itäaaltojen puutteellista mallinnusta. Emanuel (2013) vertaa tuloksiaan Villarinin ja Vecchin (2012) tuloksiin, joissa 17 CMIP5-mallilla määritetään ilmastonmuutoksen vaikutusta trooppisten syklonien määrään Pohjois-Atlantilla tilastollisella alasskaalausmenetelmällä suhteellisen SST:n avulla. Villarinin ja Vecchin (2012) tuloksissa määrä nousee merkitsevästi 2000-luvun alkupuoliskolla, johtuen todennäköisesti lähinnä aerosolien vähenemisen aiheuttamasta säteilypakotteesta, mutta koko 2000-lukua tarkasteltaessa määrässä ei havaita merkitsevää muutosta. Emanuel (2013) ei pidä näitä eroavia tuloksia yllättävinä, koska Villarinin ja Vecchin (2012) tilastollinen alasskaalausmenetelmä perustuu ainoastaan trooppisen Atlantin SST:n ja tropiikin keskimääräisen SST:n suhteeseen, jolloin ei huomioida esim. GPI:ssä (14) esiintyviä kosteuden ja tuuliväänteen muutoksia. Näin ollen Emanuelin (2013) mukaan on odotettavaa, että kyseiset tulokset eroavat Emanuelin (2013) alasskaalausmenetelmää tai GPI:tä käyttävien tutkimusten tuloksista. Emanuel (2013) pitää yllättävimpänä, että hänen

tuloksensa eroavat Knutsonin ym. (2013) tuloksista, jotka myös perustuvat dynaamiseen alasskaalaukseen, tosin noin puolta pienemmällä säteilypakotteella. Emanuel (2013) pohtii mahdollisuutta, että Knutsonin ym. (2013) käyttämä malli olisi herkempi keskitroposfäärin kosteudelle ja näin ollen kyllästysvajeelle kuin Emanuelin (2013) malli ja eroavat tulokset selittyisivät näin. Mallien herkkyyttä keskitroposfäärin kosteudelle ei kuitenkaan ole verrattu. Walshin ym. (2013) mukaan Atlantin trooppisten syklonien vuotuinen määrä on sen verran pieni, että tulokset ovat herkkiä käytetylle mallisimulaation menetelmälle.

#### 5.2.10. Yhteenveto

Koska ilmastonmuutoksen aiheuttama pintatuulennopeuden heikkeneminen (5.2.2.) kasvattaa GPI:tä voimakkaasti PI:n kasvaessa ja kyllästysvajeen heikentyessä (5.2.5.), tulisi se ottaa huomioon määrän muutoksia arvioitaessa. Toisaalta pintatuulennopeuden heikkenemisestä aiheutuva pystysuuntaisen tuuliväänteen kasvu vaikuttaa GPI:tä heikentävästi, jota ei huomioitu Emanuelin ja Sobelin (2013) tutkimuksessa.

Vain Emanuelin (2013) CMIP5-mallien ja yhden Camargon (2013b) CMIP5-mallin tulokset ennustavat trooppisten syklonien globaalien määrän merkittävää nousua. Muut mallisimulaatiot ovat yksimielisempiä globaalien määrän laskusta tai ei merkitsevää muutoksesta määrässä. Emanuelin (2013) ja Camargon (2013b) CMIP5-mallisimulaatiot osoittavat myös GPI:n nousua kaikkien valtamerialtaiden alueilla. Tosin Camargon (2013b) käyttämässä GPI:ssä (11) käytetään suhteellista kosteutta kyllästysvajeen sijasta, vaikka kyllästysvajeen käyttö GPI:ssä on todettu paremmaksi.

Emanuel (2013) korostaa, että mallisimulaatioissa on käytetty eri malleja, niiden tuloksia on käytetty eri tavoin (suora simulaatio, tilastolliset menetelmät, erilaiset alasskaalausmenetelmät), ja joissakin simulaatioissa on myös käytetty eri säteilypakotteita, joten tulokset eivät ole täysin verrattavissa toisiinsa. Näin ollen CMIP3- ja CMIP5-mallien eri menetelmien eroavat tulokset määrän suhteen jättävät ilmastonmuutoksen vaikutuksen trooppisten hirmumyrskyjen syntyyn ja määrään edelleen epävarmaksi. Walshin ym. (2015) mukaan pohtia täytyy myös, johtuvatko eroavat tulokset eri laaja-alaisten pakotteiden muuttumisen epävarmuudesta, menetelmien erilaisesta herkkyydestä vai mallien sisäisistä eroista esim. konvektion parametrisoinnissa. Määrien eroavuudet eri menetelmillä saattavat johtua myös yleisesti siitä, että trooppisten syklonien määrä on liian alhainen tilastollisesti luotettavien tulosten saamiseksi. Vaikuttaa myös siltä, ettei yksikään käytetty mallisimulaatiomenetelmä ole selkeästi parempi kuin muut käytetyt menetelmät.

## 5.3. Vaikutus tuhoisuuteen

Tässä luvussa tarkastellaan ilmastonmuutoksen vaikutusta myrskyjen tuhoisuuteen PDI:n (16) avulla. PDI ottaa huomioon vain myrskyjen voimakkuuden, eliniän ja määrän. Mahdollinen tuhoisuuden kasvu voi aiheuttaa merkittäviä menetyksiä, erityisesti kun otetaan huomioon samanaikainen rannikkoasutuksen kasvu. Kaikista voimakkaimmat myrskyt aiheuttavat eniten tuhoa, vaikka maan ylle ajautuvien voimakkaiden trooppisten hirmumyrskyjen määrä on trooppisten syklonien kokonaismäärään verrattuna pieni. Tuhoisuuteen vaikuttaa siis myös maan ylle ajautuvien trooppisten hirmumyrskyjen määrä ja rannikkoseudun haavoittuvuus. Toisaalta myös trooppisen hirmumyrskyn koko vaikuttaa tuhojen laajuuteen. PDI:ssä ei myöskään ole otettu huomioon, että tuulen aiheuttama materiaallinen tuho riippuu myös tuulen suunnasta ja puuskaisuudesta. Myöskään ei huomioida sateen, tulvimisen tai myrskyvuoksien tai niihin vaikuttavan merenpinnan nousun aiheuttamaa tuhoa. Tosin myrskyvuokset riippuvat myös tuulennopeudesta (Emanuel 2011). Lisäksi havaittu rannikkoalueiden rakentamisesta aiheutunut maan vajoaminen sekä rannikkoalueiden kosteikkojen alentuminen lisää tuhoisuutta.

### 5.3.1. Havainnot tuhoisuudesta

Kuvasta 12 nähdään, että Atlantilla PDI korreloi vahvasti SST:n kanssa useamman vuoden ajanjaksoilla myöhäiskesästä varhaisyyksyyn. Pohjoisen Tyynenmeren länsiosissa korrelaatio on heikompaa, vaikkakin nähtävissä. Korrelaation tilastollinen merkitsevyys on molemmilla alueilla 99 %. Atlantin PDI on kasvanut 1970-luvulta asti melkein 100 % ja vastaavasti pohjoisen Tyynenmeren länsiosissa 35 %. Emanuelin (2007) mukaan PDI:n kasvutrendistä vastaa trooppisten syklonien määrän kasvu, mutta myös PI on kasvanut 60 % ja elinikä n. 20 %. Kun trooppisilla hirmumyrskyillä kestää kauemmin saavuttaa suurempi maksimituulennopeus, kasvattaa se Emanuelin (2005) mukaan myös dissipaation kestoa ja näin ollen trooppisen hirmumyrskyn elinikää. Emanuelin (2005) aikasarjat eliniästä ja maksimituulennopeudesta korreloivatkin korrelaatiokertoimen neliön ollessa 0.74. Myöskään Emanuelin (2007) mukaan trooppisten syklonien määrä, voimakkuus ja elinikä eivät korreloi yksinään SST:n kanssa niin vahvasti kuin PDI.

Emanuelin (2006) tutkimuksessa PI:n tasainen 10 %:n nousu kasvattaa PDI:tä 65 %, tuuliväänteen 10 %:n nousu laskee PDI:tä 12 % ja merensekoituskerroksen tasainen syventäminen 10 %:lla kasvattaa PDI:tä 4 %. Emanuelin (2007) mukaan PDI:n vaihtelu

molempien valtamerialtaiden alueella selittyy PI:n, alatriposfäärin pyörteisyyden ja tuuliväenteen vaihteluilla.

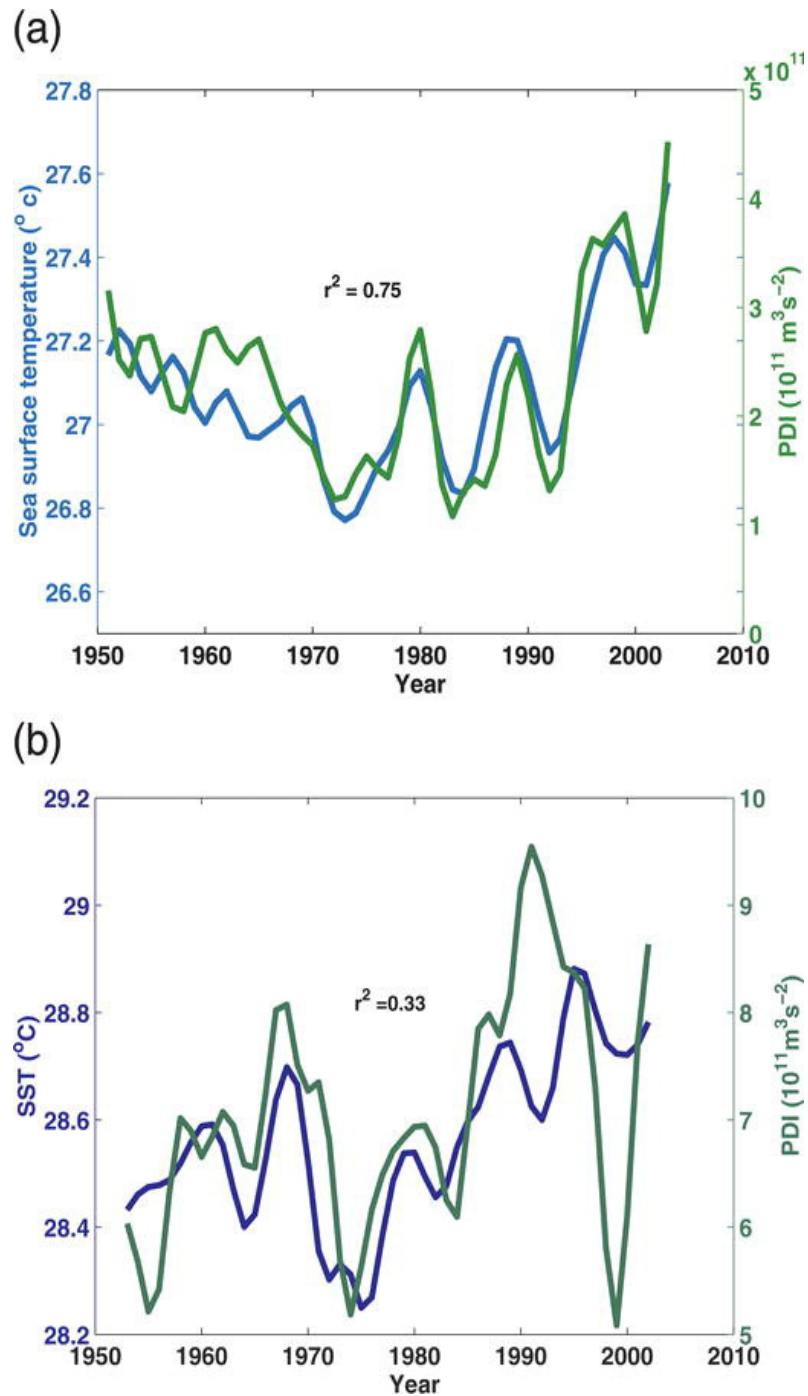
Atlantilla on myös havaittu vielä voimakkaampi korrelaatio suhteellisen SST:n ja PDI:n välillä. Trooppisen Atlantin SST:n on havaittu nousseen nopeammin kuin tropiikin keskimääräisen SST:n viimeisten 30 vuoden aikana. Näin ollen jos PDI:n kasvusta vastaa suhteellisen SST:n nousu, tuhoisuus ei tulisi nousemaan enää paljoa tällä vuosisadalla. Aikana, jolloin PDI on noin kaksinkertaistunut, tropiikin keskimääräinen SST on noussut vain 0.5 °C. Jos PDI:n kyseisestä kasvusta vastaa tropiikin keskimääräinen SST, tarkoittaisi se tuhoisuuden hyvin voimakasta kasvua ennustetulla 2–3 K:n SST:n nousulla (Knutson ym. 2010).

### 5.3.2. Mallisimulaatioiden tuloksia ilmastonmuutoksen vaikutuksesta tuhoisuuteen

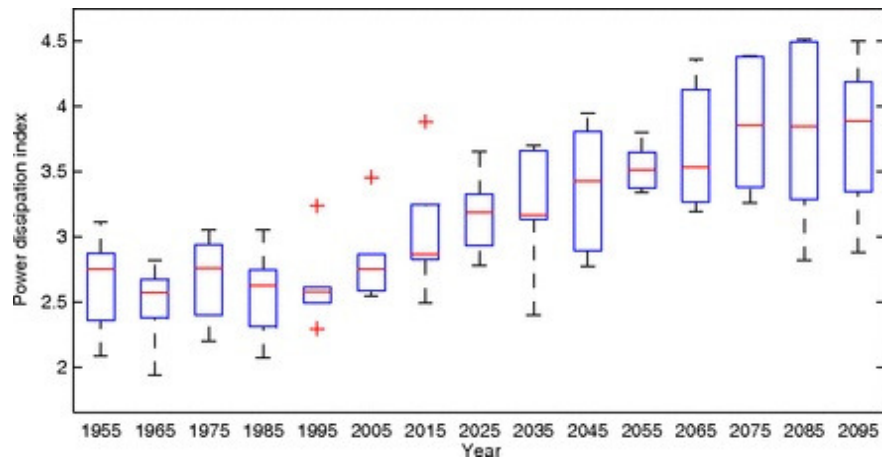
Kuvasta 13 nähdään, että Emanuelin (2013) käyttämän kuuden mallin PDI:n keskiarvo kasvaa 2000-luvulla n. 45 %. Emanuel (2013) arvioi, että noin puolesta PDI:n kasvusta vastaa trooppisten syklonien määrän kasvu ja toisesta puolesta pintatuulen nopeuden kuution kasvu. Tämä vastaa voimakkaimpien trooppisten hirmumyrskyjen globaalin määrän n. 40 %:n kasvua. Kuvassa 14 nähtävä PDI:n 2000-luvun kasvun alueellinen jakauma on yhtenäinen kuvan 11 kanssa, jossa on 2000-luvun määrän muutokset eri alueilla. PDI kasvaa eniten pohjoisella Tyynellämerellä sekä myös Pohjois-Atlantin länsiosissa ja eteläisellä Intian valtamerellä on merkittävää kasvua. Emanuelin (2013) määrittämä maan ylle ajautuvien trooppisten hirmumyrskyjen PDI:n kuuden mallin keskiarvo kasvaa n. 55 % 2000-luvulla. Emanuelin (2013) mukaan kyseisen alasskaalausmenetelmän etu on, että trooppisten hirmumyrskyjen todellinen voimakkuus saadaan mallinnettua realistisemmin verrattuna suoriin globaalien mallien simulaatioihin (luku 4), joissa voimakkaimmat, tuhojen suhteen merkittävimmät myrskyt jäävät liian heikoiksi. Myös esim. Knutsonin ym. (2010) tulosten mukainen voimakkaimpien trooppisten hirmumyrskyjen määrän kasvu (luku 5.1.5.) merkitsee tuulen aiheuttamien tuhojen kasvua.

### 5.3.3. Mallisimulaatioiden tuloksia ilmastonmuutoksen vaikutuksesta tuhoisuuteen Pohjois-Atlantilla

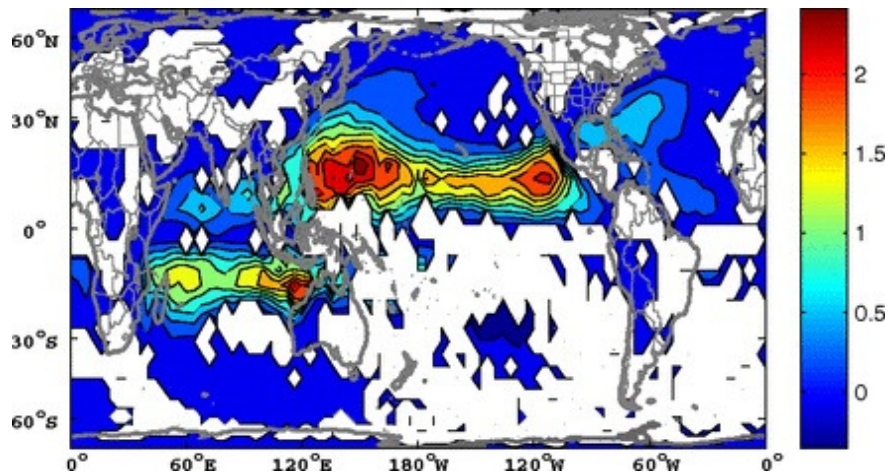
Villarini ja Vecchi (2013) simuloivat ilmastonmuutoksen vaikutuksia Pohjois-Atlantin trooppisiin sykloneihin 17 CMIP5-mallilla käyttäen suhteelliseen SST:hen perustuvaa tilastollista alasskaalautusta. Ennustajana on Pohjois-Atlantin SST:n ja tropiikin SST:n erotus,



Kuva 12. Trooppisten hirmumyrskyjen tärkeimpien esiintymisalueiden a) Atlantilla ( $6\text{--}18^{\circ}\text{N}$ ,  $20\text{--}60^{\circ}\text{W}$ ) ja b) pohjoisen Tyynenmeren länsiosissa ( $5\text{--}15^{\circ}\text{N}$ ,  $130\text{--}180^{\circ}\text{E}$ ) aikasarjat, joissa PDI vihreällä yksiköissä  $10^{11} \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}$  ja SST (Hadley Centren aineistosta) sinisellä Celsiuksissa skaalattuna pystyakselille. Aikasarjoja on tasoitettu vuosien välisestä vaihtelusta, jotta vaihtelut kolmen vuoden ajanjaksojen vaihtelusta ylöspäin korostuvat. Kuvassa annettu myös PDI:n ja SST:n korrelaatiokertoimien neliöt ( $r^2$ ). (Emanuel 2007)



Kuva 13. Vuosien 1950–2100 globaali vuosittainen trooppisten syklonien PDI (yksiköissä  $10^{12} \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}$ ) 10 vuoden keskiarvon lohkoissa. Vuosille 2006–2100 käytetään  $8.5 \text{ Wm}^{-2}$ :n säteilypakotetta. Punainen viiva on käytetyn kuuden mallin mediaani ja laatikon ala- ja ylärajat ovat 25- ja 75-prosenttipisteet. Laatikoiden ulkopuoliset viivat edustavat minimi- ja maksimiarvoja sekä punaiset plussat äärihavaintoja, jotka sijaitsevat laatikon ulkopuolella yli 1.5-kertaisesti suhteessa laatikon pituuteen. (Emanuel 2013)



Kuva 14. Trooppisten syklonien PDI:n muutokset käyttäen kuuden mallin keskiarvoja. Yksikköinä on  $10^8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}$   $4^\circ \times 4^\circ$  kokoisella alueella. Trooppisten syklonien PDI:n muutos on vuosien 1950–2005 keskiarvo vähennettynä vuosien 2006–2100 keskiarvosta. Valkoisilla alueilla alle viisi kuudesta mallista tuottaa etumerkiltään samansuuntaisia muutoksia. (Emanuel 2013)

jonka avulla PDI määritetään, kun niiden vahva korrelaatio on tiedossa. Villarini ja Vecchi (2013) havaitsivat PDI:n kasvua kaikilla käytetyillä säteilypakotteilla,  $2.6 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $4.5 \text{ Wm}^{-2}$  ja  $8.5 \text{ Wm}^{-2}$ , vuoteen 2100 mennessä. Merkitsevien tulosten määrä ja PDI kasvavat säteilypakotteen kasvaessa. Vuosien 2016–2035 PDI:ssä on keskimäärin n. 20 %:n kasvu kaikilla pakotteilla verrattuna vuosien 1986–2005 PDI:hin. Vuosien 2046–2065 PDI:ssä on keskimäärin 50–70 %:n kasvu ja vuosien 2080–2099 tulokset ovat vahvasti säteilypakotteen suuruudesta riippuvaisia. Villarinin ja Vecchin (2013) mukaan PDI:n kasvusta vastaa sekä kasvihuonekaasupitoisuuksien nousu että aerosolien määrän laskun aiheuttama optisen paksuuden lasku Atlantilla. Villarini ja Vecchi (2013) tulkitsevat, että PDI:n ja Villarinin ja Vecchin (2012) trooppisten syklonien määrän muutokset merkitsevät kasvua trooppisten syklonien voimakkuudessa sekä voimakkaimman voimakkuuden kestossa. Nämä tulokset viittaavat siis merkittävään trooppisten hirmumyrskyjen voimakkuuden kasvuun tällä vuosisadalla. Villarinin ja Vecchin (2013) simuloima Pohjois-Atlantin PDI nousi  $8.5 \text{ Wm}^{-2}$ :n säteilypakotteella n.  $3 \cdot 10^{11} \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}$ , joka vertautuu Emanuelin (2013) mallien simuloimaan PDI:n muutoksen keskiarvoon  $1.2 \cdot 10^{11} \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}$ .

#### 5.3.4. Yhteenveto

Mallit ovat yksimielisiä siitä, että PDI tulee kasvamaan vuoteen 2100 mennessä. PDI:n kasvu viittaa trooppisten hirmumyrskyjen tuhoisuuden kasvuun. Emanuelin (2013) simuloimasta PDI:n kasvusta vastaa puoliksi määrän kasvu (luku 5.2.8.), joka ei ole täysin kiistaton tulos. Näin ollen tuhoisuuden 45 %:n kasvu 2000-luvulla saattaa olla yliarvio, mutta melko varmasti tuhoisuus tulee kasvamaan yli 20 %.

## 5.4. Vaikutus sademäärään

Trooppisten hirmumyrskyjen sade vastaa merkittävästä osasta trooppisen hirmumyrsky -kauden kokonaissademäärästä tropiikissa. Knutsonin ym. (2010) mukaan monilta alueilta on havaintoja Clausius-Clapeyronin mukaisesta ilman vesihöyrysisällön noususta viimeisimmiltä vuosikymmeniltä, eli alatroposfäärin vesihöyrysisällön n. 7 %:n  $\text{K}^{-1}$  noususta pinnan lämmitessä suhteellisen kosteuden ollessa vakio. Myös voimakkaimpien sateiden määrän on havaittu nousseen tropiikissa. Sademäärän uskotaan nousevan yleisesti ilmapatsaan keskimääräisen kokonaisvesisisällön kasvaessa tropiikissa ilmastomuutoksen myötä. Vesihöyryn määrän kasvaessa ilmakehässä myös kosteuden konvergenssi tehostuu paikallisesti, jolloin trooppisten hirmumyrskyjen sademäärä kasvaa. Trooppisten

hirmumyrskyjen voimakkuuden kasvu (luku 5.1.) lisää myös paikallista kosteuden konvergenssiä.

Vecchin ja Sodenin (2007c) mukaan globaalin sademäärän muutokset vaativat kompensoivia muutoksia pinnan ja troposfäärin säteilylämmityksessä. Troposfäärin säteilyjäähdytymisen ja sateen muodostumiseen liittyvän latentin lämmön vapautumisen välillä vallitsee tasapaino, jolloin pinnan säteilylämpeneminen johtaa sademäärän nousuun. Säteilyjäähdytymisen ja myös sademäärä kasvaa hitaammin (n. 2 % K<sup>-1</sup>) kuin Clausius-Clapeyronin mukainen vesihöyrysisältö ilmaston lämmitessä, joka johtaa Vecchin ja Sodenin (2007c) mukaan tropiikin ilmakehän sirkulaation heikkenemiseen liittyen nousuliikkeen energian ja massan tasapainoon. Globaalin keskimääräisen sademäärän täytyy olla tasapainossa rajakerroksen ja vapaan troposfäärin välisen kosteuden siirron kanssa, johon vaikuttaa niiden välisen ilmanvaihdon suuruus ja rajakerroksen vesihöyrypitoisuus. Näin ollen vesihöyrypitoisuuden ja sademäärän kasvujen eri nopeus merkitsee globaalin konvektiivisen massavuon n. 5 %:n K<sup>-1</sup> heikkenemistä (Vecchi ym. 2006). Samantyyppinen argumentointi pätee myös laskuliikkeeseen. Myös Kang ja Held (2012) havaitsivat, että pallonpuoliskojen välisen lämmönsiirron synnyttämä tropiikin sadanta riippuu enemmän pinnan energiavoista kuin SST:stä. CMIP5-malleissa myös CO<sub>2</sub>-pitoisuudella on suora vaikutus trooppiseen sirkulaatioon ja alueelliseen sademäärään (Bony ym. 2013), kuten luvussa 5.2.3. mainitaan. Scoccimarron ym. (2014) mukaan on myös joitakin tutkimuksia, joissa trooppiset hirmumyrskyt leviävät horisontaalisesti suuremmalle alueelle ympäristön kosteuden kasvaessa, mikä kasvattaa niiden tuottamaa sademäärää. Emanuelin ja Sobelin (2013) mukaan yleisesti tropiikin paikalliset positiiviset SST:n anomaliat kehittävät positiivisia sadannan anomaliaita, mutta niihin liittyvät tuulennopeuden ja säteilyn muutokset luovat negatiivisen palautteen ja laskevat SST:tä. Myös trooppisen hirmumyrskyn kuivan ympäristön ilman sieppaus pilveen aiheuttaa sateen haihtumisen synnyttäen laskuvirtauksen, jonka mukana siirtyy entalpiaa ja kosteutta pilven alapuoliseen kerrokseen ja jolla on näin ollen negatiivinen vaikutus sademäärään.

#### 5.4.1. Tuulennopeuden, merenpinnan lämpötilan, aurinkovakion ja hiilidioksidipitoisuuden muutosten vaikutus sademäärään

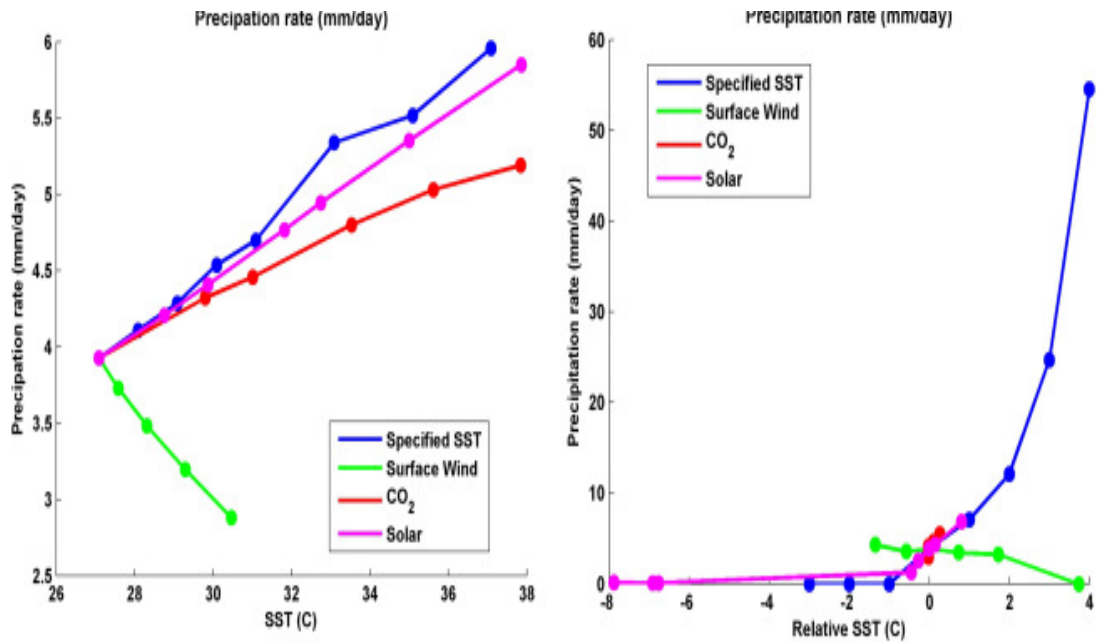
Emanuel ja Sobel (2013) havaitsivat, että kun globaalia aurinkovakiota tai CO<sub>2</sub>-pitoisuutta kasvatetaan, kasvavat sekä SST että sademäärä. Globaali aurinkovakion kasvu lisää lyhytaaltosäteilyä pintaan sekä myös epäsuorasti pitkäaaltosäteilyä, kun ilmakehä lämpenee ja sen vesihöyrysisältö kasvaa. Tämä tasapainottuu turbulenttisen entalpiavuon kasvulla



merestä ja näin ollen sademäärä kasvaa. Globaalin CO<sub>2</sub>-pitoisuuden kasvu vaikuttaa sademäärään hitaammin, koska nettopitkäaaltosäteily merestä on jo melko pientä ennestään, jolloin CO<sub>2</sub>-pitoisuuden kasvattaminen voi lisätä pitkäaaltosäteilyn absorptiota (ja vähentää säteilyjäähdytystä) vain vähän. Emanuelin ja Sobelin (2013) mukaan sadanta voi vielä kasvaa jonkin aikaa nettopitkäaaltosäteilyvuon lakattua pinnalta (luku 5.1.4.), kun havaittava lämmönvuo jatkaa laskuaan, jolloin latentin lämmönvuon täytyy kasvaa. Kuvasta 15 nähdään myös, että pelkän globaalin SST:n kasvu voimistaa sademäärää nopeammin kuin suoran säteilypakotteen lisääminen. Emanuelin ja Sobelin (2013) mukaan tämä johtuu mahdollisesti auringonsäteilyn absorptiosta ilmakehän vesihöyryyn ja näin ollen pilvikerroksen säteilyjäähdytymisen vähenemisestä, jota tasapainottavan tiivistymislämmityksen tarve ja siis sademäärä vähenee. SST:n nousun ollessa globaalin pintatuulennopeuden heikkenemisen aiheuttamaa, sademäärä laskee. Kuvan 15 laskeva pintatuulikäyrä vastaa latentin lämmönvuon  $10 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$  laskua.

Kun globaalia pintatuulennopeutta heikennetään, täytyy kyllästyneen merenpinnan entalpiian ja rajakerroksen entalpiian eron kasvaa turbulenttisen entalpiavuon merestä säilyessä. Jos tämä ero saavutettaisiin pelkällä SST:n nousulla ilman ilmakehän muutoksia, pitkäaaltosäteily merestä lisääntyisi. Tämä täytyy tasapainottaa ilmakehän pitkäaaltosäteilyn vähenemisellä, joka saavutetaan ilmakehän lämpötilan viilenemisellä. Tällöin myös ilmakehän pitkäaaltosäteily mereen vähenee, jolloin haihtuminen merestä vähenee ja näin ollen myös sademäärä.

Paikallisilla pakotteilla kuvassa 15 sademäärä laskee nollaan kolmella alhaisimmalla aurinkovakion ja pelkän SST:n pakotteilla. Emanuelin ja Sobelin (2013) mukaan tämä johtuu voimakkaan subsidenssin stabiloimasta ja kuivattamasta ilmakehästä, jolloin vesihöyry katoaa rajakerroksen yltä. Kuvasta 15 nähdään, että paikallisilla SST:n, aurinkovakion ja CO<sub>2</sub>-pitoisuuden kasvuilla sademäärän kasvu on voimakkaampaa kuin globaaleilla pakotteilla. Tämä johtuu Emanuelin ja Sobelin (2013) mukaan muuttuneen sirkulaation aiheuttamasta palautteesta. Esim. aurinkovakion paikallinen nousu kasvattaa haihtumista pinnalta, jolloin sirkulaatio kuljettaa paikalle lisää vettä ja näin ollen sademäärä kasvaa. Emanuelin ja Sobelin (2013) heikentäessä paikallista pintatuulennopeutta SST kasvaa ja sademäärä laskee hieman enemmän kuin globaalia pintatuulennopeutta heikennettäessä sirkulaation muutosten vuoksi. Silloin ilmapatsaan pieni kosteus mahdollistaa pitkäaaltosäteilyn kasvun pinnalta ylöspäin, jolloin ilmapatsaan säteilyjäähdytymisen ei heikkene niin nopeasti kuin pinnan turbulenttinen entalpiavuon. Staattisen energian tasapainon ylläpito vaatii energian



Kuva 15. Vasemmalla sademäärä suhteessa SST:hen globaaleilla pakotteilla ja oikealla suhteessa suhteelliseen SST:hen paikallisilla pakotteilla. Sinisellä SST tai suhteellinen SST on muutettu ilman pakotetta. Aniliininpunaisella on aurinkovakion, punaisella CO<sub>2</sub>-pitoisuuden ja vihreällä pintatuulennopeuden pakotteet. Vasemmalla käytetyt rajat ovat SST:lle 27.09–37.09 °C, aurinkovakiolle 1360–1500 Wm<sup>-2</sup>, CO<sub>2</sub>-pitoisuudelle 360–11520 ppm ja pintatuulennopeudelle 5–1 ms<sup>-1</sup>. Oikealla käytetyt rajat ovat aurinkovakiolle 1200–1500 Wm<sup>-2</sup>, CO<sub>2</sub>-pitoisuudelle 90–11520 ppm ja pintatuulennopeudelle 8–1 ms<sup>-1</sup>. Suhteellista SST:tä vaihdellaan -3 ja 4 K:n välillä, jolloin kokonaissäteilyvuo pinnalta vaihtelee 40 ja -14 Wm<sup>-2</sup>:n välillä. Kaikissa paitsi pelkän SST:n tai suhteellisen SST:n muutoksissa pinnan energiatasapaino säilytetään. (Emanuel ja Sobel 2013)

advectiota, josta vastaa hallitsevan kostean staattisen stabiilisuuden aiheuttama laskuliike. Laskuliike taas ylläpitää ilmapatsaan kuivuutta ja estää sadetta.

#### 5.4.2. Mallisimulaatioiden tuloksia merenpinnan lämpötilan ja hiilidioksidipitoisuuden nousun vaikutuksista sademäärään

Villarini ym. (2014) tutkivat ilmastonmuutoksen vaikutusta trooppisten syklonien sademäärään CO<sub>2</sub>-pitoisuus kaksinkertaistamalla, globaalin SST:n 2 K:n nousulla, sekä molempien yhteisvaikutuksella kolmella ilmastomallilla. Yleisesti mallit hieman yliarvioivat sademääriä havaintoihin verrattaessa. Villarini ym. (2014) ottavat huomioon vain sademäärältään voimakkaimmat trooppiset syklonit. CO<sub>2</sub>-pitoisuuden kaksinkertaistaminen

laskee trooppisten syklonien globaalia sademäärää n. 5 % nykypäivään verrattaessa, joka eroaa Emanuelin ja Sobelin (2013) tuloksista. Villarinin ym. (2014) mukaan tähän saattaa vaikuttaa CO<sub>2</sub>-pitoisuuden kasvun aiheuttama ylöspäin suuntautuvan pitkäaalto- säteilyn väheneminen, joka vähentää ilmakehän säteilyjäähdytystä. Tämä säteilyjäähdytys väheneminen täytyy tasapainottaa sateen ja pinnalta haihtumisen vähenemisellä. Pintatuulet eivät kuitenkaan muutu merkittävästi, joten pintailman suhteellinen kosteus kasvaa. Tämä vähentää pinnan ja rajakerroksen välistä termodynaamista epätasapainoa eli entropian eroa, jolloin staattinen stabiilisuus kasvaa ja trooppisen syklonin syklogeneesi ja voimakkuus heikkenee. Lisäksi CO<sub>2</sub>-pitoisuuden kasvu nostaa trooppisten maa-alueiden pintalämpötilaa, joka nostaa ylempään troposfääriin lämpötilaa ja lisää myös näin staattista stabiilisuutta. Villarinin ym. (2014) tutkimalla SST:n 2 K:n nousulla sekä CO<sub>2</sub>-pitoisuuden kaksinkertaistamisella ja SST:n 2 K:n nousulla yhdessä trooppisten hirmumyrskyjen globaali sademäärä nousee n. 10–20 % nykypäivään verrattaessa. Tämä johtuu SST:n nostamasta ilman lämpötilasta, kyllästyskosteuden lämpötilariippuvuudesta sekä haihtumisen kasvusta pinnalla. SST:n 2 K:n nousu ei kuitenkaan yksittäisten valtamerialtainen alueella nosta sademäärää niin paljon kuin Clausius-Clapeyron-suhteesta olisi odotettavissa. Villarini ym. (2014) havaitsivat myös eteläisellä Tyynellämerellä sademäärän laskua, erityisesti CO<sub>2</sub>-pitoisuus kaksinkertaistettaessa sademäärä laskee myrskyn sisäosissa, mutta sateet lisääntyvät ulompana ulottuen laajemmalle alueelle. Yleisesti Villarini ym. (2014) havaitsivat CO<sub>2</sub>-pitoisuuden kasvun vähentävän sekä sateiden voimakkuutta että alueellista ulottuvuutta. Eri alueille ennustetuissa sademäärän muutoksissa on joitakin alueellisia eroja, mutta pääsääntöisesti muutokset ovat samat kuin globaalissa sademäärässä. Villarini ym. (2014) havaitsivat myös, ettei CO<sub>2</sub>-pitoisuuden kaksinkertaistamisen ja SST:n 2 K:n nousun yhteisvaikutus vastaa niiden yksittäisten vaikutusten lineaarista summaa. Usein molemmilla pakotteilla yhdessä saatu sademäärän nousu on jopa suurempi kuin pelkällä SST:n 2 K:n nousulla, vaikka CO<sub>2</sub>-pitoisuuden kasvu yksinään Villarinin ym. (2014) mallisimulaatioiden mukaan vähentää sademäärää.

Myös Scoccimarro ym. (2014) määrittävät samoilla pakotteilla ilmastonmuutoksen vaikutusta trooppisten syklonien sademäärään kahdella ilmastomallilla. Scoccimarron ym. (2014) mallisimulaatioissa pelkän CO<sub>2</sub>-pitoisuuden kaksinkertaistamisen aiheuttama sademäärän muutos on pieni, mutta keskimääräisesti sademäärä laskee pinnalta haihtumisen heikentyessä. SST:n 2 K:n nousulla sekä CO<sub>2</sub>-pitoisuuden kaksinkertaistamisella ja SST:n 2 K:n nousulla yhdessä trooppisten syklonien sademäärä kasvaa suurimmillaan jopa 45 % molempien mallien tulosten keskiarvona, koska haihtuminen pinnalta tehostuu.

Sademäärän muutokset ovat samanlaisia riippumatta etäisyydestä trooppisen syklonin keskustasta. Scoccimarro ym. (2014) havaitsivat myös trooppisten syklonien sademäärän kasvavan rannikkoalueilla n. 200 %. Scoccimarro ym. (2014) havaitsivat mallien tulosten noudattavan Clausius-Clapeyron-suhdetta ilman lämpenemisen ja vesisisällön suhteen. Tulostensa syiksi Scoccimarro ym. (2014) arvelevat samoja syitä kuin Villarini ym. (2014).

Knutsonin ym. (2010) mallisimulaatioissa sademäärä kasvaa säännöllisesti n. 20 % 100 km:n säteellä trooppisen syklonin silmästä.

#### 5.4.3. Mallisimulaatioiden tuloksia ilmastonmuutoksen vaikutuksesta sademäärään Pohjois-Atlantilla

Knutsonin ym. (2013) CMIP3- ja CMIP5-mallien  $4.5 \text{ Wm}^{-2}$ :n säteilypakotteella simuloimien muutosten dynaamisen alasskaalauksen mukaan Pohjois-Atlantilla sademäärä nousee n. 30 % 50 km:n säteellä ja keskimäärin n. 10 % 200–400 km:n säteellä trooppisen syklonin silmästä. Tämä nousu ylittää Clausius-Clapeyron-suhteen mukaisen nousun ja syyksi tähän esitetään toissijaisen kiertoliikkeen aiheuttamaa kosteuden kasvua. Villarini ym. (2014) eivät havainneet sademäärässä nousua Pohjois-Atlantilla, kun  $\text{CO}_2$ -pitoisuuden kaksinkertaistamisen ja SST:n 2 K:n nousun pakotteita käytettiin yhdessä, mutta Villarinin ym. (2014) mukaan tämä saattaa johtua mallisimulaatioiden ongelmista.

#### 5.4.4. Yhteenveto

Ilmakehän vesihöyrysisältö kasvaa ilmaston lämmitessä. Sademäärä tulee siis tutkimusten mukaan yksimielisesti nousemaan ilmaston lämmitessä. Ainoastaan luvuissa 5.2.2. ja 5.4.1. esitetty pintatuulenopeuden heikentyminen sirkulaation heikentyessä vaikuttaa sademäärää vähentävästi. Mallitulokset arvioivat trooppisten syklonien globaalin sademäärän nousun olevan n. 10–20 % ja suurimmillaan arvio noususta on jopa 45 %. Pohjois-Atlantilla sademäärän arvioidaan nousevan n. 10–30 %.

## 5.5. Vaikutus myrskyratoihin

Camargon (2013b) mukaan myrskyratojen muutokset ovat tärkeitä, koska trooppisen hirmumyrskyn rata määrittää maan ylle ajautumisen paikan. Näin ollen ratojen muutokset vaikuttavat maan ylle ajautuvien trooppisten hirmumyrskyjen määrään ja rantautumisen paikkaan. Camargo (2013b) havaitsee pystysuuntaisen tuuliväänteen kasvua subtrooppisilla alueilla ja laskua tropiikissa eteläisellä pallonpuoliskolla. Tämä saattaa tarkoittaa trooppisten hirmumyrskyjen ratojen siirtymistä lähemmäs päiväntasaajaa eteläisellä pallonpuoliskolla.

Useissa Camargon (2013b) tutkimissa malleissa tuuliväanne kasvaa pohjoisella pallonpuoliskolla pohjoisen Tyynenmeren itäosissa ja Karibian alueella sekä laskee itäisellä Atlantilla, pohjoisen Tyynenmeren länsiosissa ja pohjoisella Intian valtamerellä. Camargon (2013b) mukaan kyseiset tulokset ovat hyvin samanlaiset Vecchin ja Sodenin (2007a) tulosten kanssa. Vecchin ja Sodenin (2007a) mukaan tuuliväanteen muutokset johtuvat Walker-kiertoliikkeen heikkenemisestä sekä päiväntasaajan läheisyydessä päiväntasaajan zonalisesta kiertoliikkeestä.

#### 5.5.1. Mallisimulaatioiden tuloksia ilmastonmuutoksen vaikutuksesta myrskyratoihin Pohjois-Atlantilla

Havainnoissa on ollut merkkejä trooppisten syklonien ratojen siirtymisestä itään päin Pohjois-Atlantilla 1800-luvun lopulta asti (Vecchi ja Knutson 2008). Ratojen muutokset vaikuttavat merkittävästi maan ylle ajautuvien trooppisten hirmumyrskyjen määrään ja paikkaan sekä näin ollen tuhoisuuteen. Camargon (2013b) mukaan useammat mallit simuloivat  $8.5 \text{ Wm}^{-2}$ :n säteilypakotteella Pohjois-Atlantilla lännenpuoleista subtrooppisten korkeapaineiden anomaliaa. Tämä voi kaakkois-USA:n alueella johtaa maan ylle ajautuvien trooppisten syklonien suurempaan määrään. Myös sama korkeapaineen anomalia on havaittu CMIP5-malleilla  $4.5 \text{ Wm}^{-2}$ :n säteilypakotteella sekä CMIP3-malleilla (Li ym. 2013, Li ym. 2011).

Murakamin ja Wangin (2010) korkean resoluution mallisimulaatioilla Pohjois-Atlantin ratojen määrä laskee lännessä ja kasvaa idässä trooppisten syklonien syntypaikkojen mukaan. Vecchin ja Sodenin (2007b) tutkimissa mallisimulaatioissa  $\text{CO}_2$ -pitoisuuden kasvu siirtää GPI:n (11) maksimialuetta itään päin Pohjois-Atlantilla. Tämä syntypaikkojen itään siirtyminen on Murakamin ja Wangin (2010) mukaan mahdollinen syy Yhdysvaltojen kaakkoisosien ylle ajautuvien trooppisten syklonien vähenemiseen sekä kaartavien ratojen ja Yhdysvaltojen koillisosien ylle ajautuvien trooppisten syklonien määrän kasvuun.

Colbert ym. (2013) tutkivat ympäristön laaja-alaisen virtauksen ja trooppisten syklonien syntypaikkojen muutosten vaikutusta trooppisten syklonien ratoihin  $\text{CO}_2$ -pitoisuuden kasvaessa. CMIP3-malleilla sekä uusanalyysien tuulikenttiä käyttävällä beta-advektio-mallilla arvioidaan Pohjois-Atlantin trooppisten syklonien esiintymisalueen ratojen muutoksia verraten 720 ppm:n  $\text{CO}_2$ -pitoisuudella vuoteen 2100 mennessä simuloituja ratoja vuosien 1950–2010 simuloituihin ratoihin. Syntypaikkojen muutoksia arvioidaan GPI:n (11) muutosten avulla. Colbert ym. (2013) eivät ota huomioon trooppisten syklonien syntyalueiden mahdollista siirrosta, vaan syntyalue pidetään aiempien havaintojen

mukaisena. Myöskään mahdollisia trooppisten syklonien määrän muutoksia ei huomioida. Ilmaston lämmetessä Colbert ym. (2013) havaitsevat suoraan liikkuvien trooppisten syklonien ratojen määrässä n. 5.5 %:n laskun ja vastaavan suuruisen kasvun avomerelle kaartavissa radoissa. Ratojen muutosten vuoksi trooppisten syklonien määrä laskee 1–1.5 vuosikymmentä kohden eteläisellä Meksikonlahdella, Karibialla ja Keski-Amerikassa sekä määrä kasvaa vastaavan suuruisesti Atlantin keskiosissa. Länteen päin maan ylle kaartavien ratojen määrässä ei havaita muutoksia. Siitä huolimatta Colbert ym. (2013) havaitsevat hieman ratojen määrän kasvua Yhdysvaltojen rannikolla ja laskua merellä rannikon läheisyydessä. Colbertin ym. (2013) mukaan tämä merkitsee, että osa suoraan kulkevista radoista muuttuu ilmaston lämmetessä maan ylle kaartaviksi ja osa maan ylle kaartavista muuttuu merelle kaartaviksi. Colbert ym. (2013) havaitsevat tuulen u-komponentin kasvavan eteläisen Meksikonlahden, Karibian ja Atlantin poikki vuoteen 2100 mennessä, joka on yhdenmukaista subtrooppisten itätuulien heikkenemisen kanssa. Tuulen u-komponentin kasvu siis heikentää itätuulia ja ohjaa Atlantilla trooppisia sykloneja Karibialta ja eteläiseltä Meksikonlahdelta merelle päin. GPI:n perusteella mallien simuloimista syntypaikkojen muutoksista ei aiheudu merkitsevää muutosta ratatyyppien määrään vuoteen 2100 mennessä, vain hieman itäisen siirroksen mukaista muutosta havaitaan. Colbertin ym. (2013) mukaan ympäristön laaja-alainen virtaus vastaa merelle kaartavien ratojen 4.7 %:n kasvusta sekä suorien ratojen 3.9 %:n ja maan ylle kaartavien ratojen 0.8 %:n laskusta vuoteen 2100 mennessä. Vaikka syntypaikkojen itään päin siirtyminen on heikompaa, voimistaa se yhdessä ympäristön laaja-alaisen virtauksen aiheuttamien muutosten kanssa tulosten tilastollista merkitsevyyttä.

#### 5.5.2. Yhteenveto

Trooppisten hirmumyrskyjen ratojen ennustetaan siirtyvän itään päin laaja-alaisen virtauksen ja vähäisemmissä määrin syntypaikkojen muutosten vuoksi. Pohjois-Atlantin ratojen itään siirtyminen tarkoittaa maan ylle ajautuvien trooppisten hirmumyrskyjen määrän laskua ja siis myös tuhoisuuden laskua. Toisaalta tuloksissa ei huomioida ilmastonmuutoksen aiheuttamia todennäköisiä trooppisten hirmumyrskyjen syntypaikkojen muutoksia eikä määrän muutoksia, jotka vaikuttavat tuloksiin merkittävästi.

## 6. Yhteenveto

---

Ilmastonmuutoksen vaikutuksen selvittämistä trooppisiin hirmumyrskyihin hankaloittaa luonnollisten vaihteluiden suuruus, säteilypakotteen suuruuden epävarmuus ja epävarmuus säteilypakotteen muutoksen vaikutuksesta ilmastoon ja trooppisiin hirmumyrskyihin, erityisesti synnyn osalta puutteellinen teoria sekä mallisimulaatioiden laatu ja niissä käytettyjen menetelmien herkkyyys havaita trooppinen hirmumyrsky.

Globaalin trooppisen sirkulaation heikkenemisen odotetaan heikentävän pintatuulennopeutta (luku 5.2.2.), mikä kasvattaa trooppisten hirmumyrskyjen potentiaalista voimakkuutta (luku 5.1.4.). Näin tapahtuu erityisesti globaalin, mutta myös paikallisen pintatuulennopeuden heikkenemisen aiheuttaman termodynaamisen tehokkuuden kasvun ja termodynaamisen epätasapainon kasvun myötä. Vain potentiaalisella voimakkuudella on suora riippuvuus SST:n paikallisesta anomaliasta riippumatta sen aiheuttaneesta tekijästä, mutta potentiaalisessa voimakkuudessa myös muut vaikuttavat tekijät ovat tärkeitä. Emanuelin ja Sobelin (2013) tuloksissa paikallisilla pakotteilla potentiaalinen voimakkuus korreloi vahvasti suhteellisen SST:n kanssa, joten paikallisille potentiaalisen voimakkuuden muutoksille suhteellinen SST on hyvä ennustaja (luku 5.1.4.). Myös trooppisten hirmumyrskyjen tuhoisuuteen liittyvä integroitu dissipaatiotehoindeksi korreloi vahvasti SST:n ja suhteellisen SST:n kanssa. Potentiaalisen voimakkuuden nousu nostaa myös integroitua dissipaatiotehoindeksiä ja näin ollen myrskyjen tuhoisuutta.

Trooppisten hirmumyrskyjen esiintyminen taasen voidaan arvioida väärin käyttämällä pelkkää SST:tä. Kyllästysvajeen kasvu (luku 5.2.4.) laskee trooppisten hirmumyrskyjen syntypotentiaali-indeksiä. Myös keskitroposfäärin pystynopeuden eli konvektiivisen massavuon laskun (luku 5.2.3.) arvellaan vaikuttavan määrää vähentävästi. Sekä globaalin että paikallisen pintatuulennopeuden heikkenemisen (luku 5.2.2.) odotetaan kasvattavan syntypotentiaali-indeksiä (luku 5.2.5.), kun potentiaalinen voimakkuus kasvaa ja kyllästysvaje heikkenee. Toisaalta globaalin trooppisen sirkulaation heikkenemisen heikentämä pintatuulennopeus nostaa samanaikaisesti pystysuuntaista tuuliväännettä, joka on haitallista trooppisten hirmumyrskyjen synnylle sekä voimakkaana myös voimistumiselle.

Ilmaston lämmitessä ilmakehän vesihöyrysisältö kasvaa, joka nostaa trooppisten hirmumyrskyjen sademäärää. Ainoastaan sirkulaation heikkenemisen heikentämä pintatuulennopeus vaikuttaa sademäärää vähentävästi (luku 5.4.1.).

Teorioiden ja mallisimulaatioiden mukaan trooppisten hirmumyrskyjen voimakkuus tulee todennäköisesti nousemaan ilmastonmuutoksen myötä, johtuen termodynaamisen tehokkuuden kasvusta, kun SST nousee ja ulosvirtauslämpötila laskee (luku 5.1.3.), ja termodynaamisen epätasapainon kasvusta sekä pintatuulennopeuden laskusta tropiikissa. Myös voimakkaimpien trooppisten hirmumyrskyjen määrän odotetaan kasvavan, mikä on yhdenmukaista mallisimulaatioiden osoittaman voimakkuuden kasvun kanssa.

Tuhoisuuden kasvu vuoteen 2100 mennessä on merkittävää integroidun dissipaatiotehoindeksin noustessa ainakin yli 20 %  $8.5 \text{ Wm}^{-2}$ :n säteilypakotteella CMIP5-malleilla myrskyjen voimakkuuden, voimakkaimpien myrskyjen määrän ja eliniän nousun myötä. Trooppisten hirmumyrskyjen sademäärä nousee ilmastonmuutoksen vaikutuksesta mallisimulaatioissa globaalisti n. 20 % n.  $6 \text{ Wm}^{-2}$ :n säteilypakotteella ja Pohjois-Atlantilla n. 10–30 %  $4.5 \text{ Wm}^{-2}$ :n säteilypakotteella vuoteen 2100 mennessä. Pohjois-Atlantin trooppisten hirmumyrskyjen ratojen ennustetaan siirtyvän itään päin, johon vaikuttavat enimmäkseen ympäristön laaja-alaisen virtauksen muutokset ja myös hieman syntypaikkojen muutokset.

Mallisimulaatiot trooppisten hirmumyrskyjen globaalien määrän muutosten suhteen ovat tuloksiltaan ristiriitaisia ja vaikuttavat olevan riippuvaisia mallisimulaatioiden menetelmistä. Myös alueelliset määrän muutokset ovat epävarmoja.  $\text{CO}_2$ -pitoisuuden kasvu yhdistettynä SST:n nousuun laskee määrää vähemmän kuin pelkkä  $\text{CO}_2$ -pitoisuuden kasvu. Vain Emanuelin (2013) CMIP5-malleille suorittaman dynaamisen alaskaalauksen sekä Camargon (2013b) suorista simulaatioista yhden mallin tulokset ennustavat trooppisten syklonien globaalien määrän merkittävää nousua. Muut CMIP5-mallisimulaatiot ennustavat enimmäkseen globaalien määrän laskua tai ei merkitseviä muutoksia määrässä ollenkaan.

Ilmastonmuutoksen suuruus ja vaikutus ilmakehän laaja-alaisiin olosuhteisiin sekä niiden vaikutus trooppisiin hirmumyrskyihin tulisi selvittää vielä paremmin, jotta tulokset saataisiin yhdenmukaisemmiksi. Erityisesti olisi tärkeää selvittää alkupyörteiden määrän mahdollinen muuttuminen ilmaston lämmitessä. Simulaatioissa tulisi ottaa myös huomioon tuloksiin merkittävästi vaikuttavat muutokset pintatuulennopeudessa ja tuuliväanteessä. Mallien resoluution kasvaessa mallisimulaatioiden tuloksista odotetaan tulevan luotettavampia.



## 7. Kirjallisuusluettelo

---

Bell, G. D. ja muut kirjoittajat, 2000: Climate assessment for 1999. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **81**, S1–S50.

Bister, M. ja K. A. Emanuel, 1998: Dissipative heating and hurricane intensity. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **50**, 233–240.

Bony, S., G. Bellon, D. Klocke, S. Sherwood, S. Fermepin ja S. Denvil, 2013: Robust direct effect of carbon dioxide on tropical circulation and regional precipitation. *Nat. Geosci.*, **6**, 447–451.

Bracken, W. ja L. Bosart, 2000: The role of synoptic-scale flow during tropical cyclogenesis over the North Atlantic Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 353–376.

Camargo, S., 2013a: Tropical cyclones in high-resolution climate models. *U.S. Clivar Variations*, **11**, 4–11.

Camargo, S., 2013b: Global and regional aspects of tropical cyclone activity in the CMIP5 models. *J. Climate*, **26**, 9880–9902.

Camargo, S. J., M. K. Tippett, A. H. Sobel, G. A. Vecchi ja M. Zhao, 2014 : Testing the performance of tropical cyclone genesis indices in future climates using the HIRAM model. *J. Climate*, **27**, 9171–9196.

Carlson, T. N. ja J. M. Prospero, 1972: The large-scale movement of Saharan air outbreaks over the northern equatorial Atlantic. *J. Appl. Meteor.*, **11**, 283–297.

Christensen, J. H., K. Krishna Kumar, E. Aldrian, S.-I. An, I. F. A. Cavalcanti, M. de Castro, W. Dong, P. Goswami, A. Hall, J. K. Kanyanga, A. Kitoh, J. Kossin, N.-C. Lau, J. Renwick, D. B. Stephenson, S.-P. Xie ja T. Zhou, 2013: Climate Phenomena and their Relevance for Future Regional Climate Change. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A.

Nauels, Y. Xia, V. Bex ja P. M. Midgley (eds.)). *Cambridge University Press*, Cambridge, United Kingdom ja New York, NY, USA. Chapter 14, 1217–1308.

Colbert, A. J., B. J. Soden, G. A. Vecchi ja B. P. Kirtman, 2013: The impact of anthropogenic climate change on North Atlantic tropical cyclone tracks. *J. Climate*, **26**, 4088–4095.

Cotton, W. R. ja R. A. Anthes, 1989: Storm and Cloud Dynamics. *Academic Press*, San Diego, Yhdysvallat, 883 s.

Dare, R.A. ja J.L. McBride, 2011: The Threshold Sea Surface Temperature Condition for Tropical Cyclogenesis. *J. Climate*, **24**, 4570–4576.

DeMaria, M. ja J. Kaplan, 1994: Sea surface temperature and the maximum intensity of Atlantic tropical cyclones. *J. Climate*, **7**, 1324–1334.

DeMaria, M., J. Kaplan, J. A. Knaff ja B. H. Connell, 2001: A tropical cyclone genesis parameter for the tropical Atlantic. *Wea. Forecasting*, **16**, 219–233.

Dunion, J. P. ja C. S. Velden, 2004: The impact of the Saharan air layer on Atlantic tropical cyclone activity. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85**, 353–365.

Dunion, J. P., 2011: Rewriting the climatology of the tropical North Atlantic and Caribbean Sea Atmosphere. *J. Climate*, **24**, 893–908.

Emanuel, K., 1994: Atmospheric convection. *Oxford University Press*, 580 s.

Emanuel, K., 2000: A statistical analysis of tropical cyclone intensity. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1139–1152.

Emanuel, K., 2003: Tropical Cyclones. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **31**, 75–104.

Emanuel, K. ja D. Nolan, 2004: Tropical cyclone activity and the global climate system, paper presented at 26<sup>th</sup> AMS Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, *Am. Meteorol. Soc.*, Miami.

Emanuel, K., 2005: Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature*, **436**, 686–688.

- Emanuel, K., 2006: Climate and tropical cyclone activity: A new model downscaling approach. *J. Climate*, **19**, 4797–4802.
- Emanuel, K., 2007: Environmental factors affecting tropical cyclone power dissipation. *J. Climate*, **20**, 5497–5509.
- Emanuel, K., 2008: The Hurricane–climate connection. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **89**, 10–20.
- Emanuel, K., R. Sundararajan ja J. Williams, 2008: Hurricanes and global warming: Results from downscaling IPCC AR4 simulations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **89**, 347–367.
- Emanuel, K., 2010: Tropical cyclone activity downscaled from NOAA-CIRES Reanalysis, 1908–1958. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **2**, 1–12.
- Emanuel, K., 2011: Global warming effects on U.S. Hurricane damage. *Weather, climate and Soc.*, **3**, 261–268.
- Emanuel, K., 2013: Downscaling CMIP5 climate models shows increased tropical cyclone activity over the 21<sup>st</sup> century. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, **110**, 12219–12224.
- Emanuel, K. ja A. Sobel, 2013: Response of tropical sea surface temperature, precipitation, and tropical cyclone-related variables to changes in global and local forcing. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **5**, 1–12.
- Emanuel, K., S. Solomon, D. Folini, S. Davis ja C. Cagnazzo, 2013: Influence of Tropical tropopause layer cooling on Atlantic hurricane activity. *J. Climate*, **26**, 2288–2301.
- Evan, A. T., G. R. Foltz, D. Zhang ja D. J. Vimont, 2011: Influence of African dust on ocean–atmosphere variability in the tropical Atlantic. *Nat. Geosci.*, **4**, 762–765.
- Garner, S. T., I. M. Held, T. Knutson ja J. Sirutis, 2009: The roles of wind shear and thermal stratification in past and projected changes of Atlantic tropical cyclone activity. *J. Climate*, **22**, 4723–4734.
- Held, I. M. ja M. Zhao, 2011: The response of tropical cyclone statistics to an increase in CO<sub>2</sub> with fixed sea surface temperatures. *J. Climate*, **24**, 5353–5364.

- Jordan, C. L., 1958: Mean soundings for the West Indies area. *J. Meteor.*, **15**, 91–97.
- Kang, S. M. ja I. M. Held, 2012: Tropical precipitation, SSTs and the surface energy budget: A zonally symmetric perspective. *Clim. Dyn.*, **38**, 1917–1924.
- Karyampudi, V. M. ja T. N. Carlson, 1988: Analysis and numerical simulations of the Saharan air layer and its effect on easterly wave disturbances. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3102–3136.
- Knutson, T. R., J. L. McBride, J. Chan, K. Emanuel, G. Holland, C. Landsea, I. Held, J. P. Kossin, A. K. Srivastava ja M. Sugi, 2010: Tropical cyclones and climate change. *Nature Geoscience*, **3**, 157–163.
- Knutson, T. R., J. J. Sirutis, G. A. Vecchi, S. Garner, M. Zhao, H.-S. Kim, M. Bender, R. E. Tuleya, I. M. Held ja G. Villarini, 2013: Dynamical downscaling projections of 21<sup>st</sup> century Atlantic hurricane activity: CMIP3 and CMIP5 model-based scenarios. *J. Climate*, **26**, 6591–6617.
- Latif, M., N. Keenlyside ja J. Bader, 2007: Tropical sea surface temperature, vertical wind shear, and hurricane development. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L01710.
- Li, W., L. Li, R. Fu, Y. Deng ja H. Wang, 2011: Changes in the North Atlantic subtropical high and its role in the intensity of summer rainfall variability in the southeastern United States. *J. Climate*, **24**, 1499–1506.
- Li, L., W. Li ja Y. Deng, 2013: Summer rainfall variability over the southeastern United States in the 21<sup>st</sup> century as assessed by the CMIP5 models. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **118**, 340–354.
- Mann, M. E. ja K. A. Emanuel, 2006: Atlantic hurricane trends linked to climate change, *Eos Trans. AGU*, **87**, 233–241.
- McBride, J. ja R. Zehr, 1981: Observational analysis of tropical cyclone formation. Part II: Comparison of non-developing versus developing systems. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1132–1151.
- Murakami, H. ja B. Wang, 2010: Future change of North Atlantic tropical cyclone tracks: Projection by a 20-km-mesh global atmospheric model. *J. Climate*, **23**, 2699–2721.

- Murakami, H., Y. Q. Wang, H. Yoshimura, R. Mizuta, M. Sugi, E. Shindo, Y. Adachi, S. Yukimoto, H. Hosaka, S. Kusunoki, T. Ose ja A. Kitoh, 2012: Future changes in tropical cyclone activity projected by the new high-resolution MRI-AGCM. *J. Climate*, **25**, 3237–3260.
- Palmén, E., 1948: On the formation and structure of tropical hurricanes. *Geophysica*, **3**, 26–38.
- Prospero, J. M. ja T. N. Carlson, 1972: Vertical and areal distributions of Saharan dust over the western equatorial North Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **77**, 5255–5265.
- Rappin, E., D. Nolan ja K. Emanuel, 2010: Thermodynamic control of tropical cyclogenesis in environments of radiative–convective equilibrium with shear. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**, 1954–1971.
- Roberts, M., P. L. Vidale, R. Bell, K. Hodges, ja U.S. CLIVAR Hurricane Working Group:in jäsenet, 2013: Sensitivity of tropical cyclone simulation to SST forcing. *U.S. Clivar Variations*, **11**, 12–17.
- Rotunno, R., Y. Chen, W. Wang, C. Davis, J. Dudhia ja C. L. Holland, 2009: Large-eddy simulation of an idealized tropical cyclone. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **90**, 1783–1788.
- Scoccimarro, E., S. Gualdi, G. Villarini, G. A. Vecchi, M. Zhao, K. Walsh ja A. Navarra, 2014: Intense precipitation events associated with landfalling tropical cyclones in response to a warmer climate and increased CO<sub>2</sub>. *J. Climate*, **27**, 4642–4654.
- Southern, R. L., 1979: The global socio-economic impact of tropical cyclones. *Aust. Meteorol. Mag.*, **27**, 175–195.
- Tang, B. ja S. J. Camargo, 2014: Environmental control of tropical cyclones in CMIP5: A ventilation perspective. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **6**, 115–128.
- Tang, B. ja K. Emanuel, 2012: A Ventilation index for tropical cyclones. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **93**, 1901–1912.

- Tory, K., N. Davidson ja M. Montgomery, 2007: Prediction and diagnosis of tropical cyclone formation in an NWP system. Part III: Diagnosis of developing and nondeveloping storms. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 3195–3213.
- Tory, K., S. Chand, J. McBride, H. Ye ja R. Dare, 2013: Projected changes in late 21<sup>st</sup> century tropical cyclone frequency in CMIP5 models. *J. Climate*, **26**, 9946–9959.
- Vecchi, G. A., B. J. Soden, A. T. Wittenberg, I. M. Held, A. Leetmaa ja M. J. Harrison, 2006: Weakening of tropical Pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing. *Nature*, **441**, 73–76.
- Vecchi, G. A. ja B. J. Soden, 2007a: Effect of remote sea surface temperature change on tropical cyclone potential intensity. *Nature*, **450**, 1066–1070.
- Vecchi, G. A. Ja B. J. Soden, 2007b: Increased tropical Atlantic wind shear in model projections of global warming. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, 1–5.
- Vecchi, G. A. Ja B. J. Soden, 2007c: Global warming and the weakening of the tropical circulation. *J. Climate*, **20**, 4316–4340.
- Vecchi, G. A. ja T. R. Knutson, 2008: On estimates of historical North Atlantic tropical cyclone activity. *J. Climate*, **21**, 3580–3600.
- Villarini, G. ja G. A. Vecchi, 2012: Twenty-first-century projections of North Atlantic tropical storms from CMIP5 models. *Nat. Climate Change*, **2**, 604–607.
- Villarini, G. ja G. A. Vecchi, 2013: Projected increases in North Atlantic tropical cyclone intensity from CMIP5 models. *J. Climate*, **26**, 3231–3240.
- Villarini, G., G. A. Vecchi ja J. A. Smith, 2012: U.S. Landfalling and North Atlantic Hurricanes: Statistical Modeling of Their Frequencies and Ratios. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 44–65.
- Villarini, G., D. A. Lavers, E. Scoccimarro, M. Zhao, M. F. Wehner, G. A. Vecchi, T. R. Knutson ja K. A. Reed, 2014: Sensitivity of tropical cyclone rainfall to idealized global-scale forcings. *J. Climate*, **27**, 4622–4641.

Vincent, E. M., K. A. Emanuel, M. Lengaigne, J. Vialard ja G. Madec, 2014: Influence of upper ocean stratification interannual variability on tropical cyclones. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **6**, 680–699.

Walsh, K., S. Lavender, H. Murakami, E. Scoccimarro, L.-P. Caron ja M. Ghantous, 2010: The tropical cyclone climate model intercomparison. *Hurricanes and Climate Change*, **2**, chap. 1, 1–23.

Walsh, K., M. Horn, S. Camargo, H. Murakami, H. Wong ja E. Scoccimarro, 2013: Changes in future Southern Hemisphere tropical cyclone numbers. *U.S. Clivar Variations*, **11**, 1–4.

Walsh, K. J. E., S. J. Camargo, G. A. Vecchi, A. S. Daloz, J. Elsner, K. Emanuel, M. Horn, Y.-K. Lim, M. Roberts, C. Patricola, E. Scoccimarro, A. H. Sobel, S. Strazzo, G. Villarini, M. Wehner, M. Zhao, J. Kossin, T. LaRow, K. Oouchi, S. Schubert, H. Wang, J. Bacmeister, P. Chang, F. Chauvin, C. Jablonowski, H. Murakami, T. Ose, K. A. Reed, R. Saravanan, Y. Yamada, C. M. Zarzycki, P.-L. Vidale, J. A. Jonas ja N. Henderson, 2015: Hurricanes and climate: the U.S. CLIVAR working group on hurricanes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **96**, 997–1017.

Wong, S., A. E. Dessler, N. M. Mahowald, P. R. Colarco ja A. da Silva, 2008: Long-term variability in Saharan dust transport and its link to North Atlantic sea surface temperature. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L07812.

Zhao, M., I. M. Held, S.-J. Lin ja G. A. Vecchi, 2009: Simulations of global hurricane climatology, interannual variability, and response to global warming using a 50km resolution GCM. *J. Climate*, **22**, 6653–6678.

Zhao, M., I. M. Held, G. Vecchi, E. Scoccimarro, H. Wang, M. Wehner, Y.-K. Lim, T. LaRow, S. J. Camargo, K. Walsh, S. Gualdi, A. Kumar, S. Schubert ja K. A. Reed, 2013: Robust direct effect of increasing atmospheric CO<sub>2</sub> concentration on global tropical cyclone frequency: a multi-model inter-comparison. *U.S. Clivar Variations*, **11**, 17–24.